

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK HIVATALOS LAPJA

★

SZERKESZTI
DOMBAI TIBOR

VIII. KÖTET, 1–2. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1959

Felelős szerkesztő:
DOMBAI TIBOR

Szerkesztői bizottság:
DR. BARTA GYÖRGY, DR. EGYED LÁSZLÓ, DR. SEBESTYÉN KÁROLY, KILCZER GYULA,
OSZLACZKY SZILÁRD

Szerkesztő:
BUDAY TIBOR

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő:	Ívterjedelem: 8 (A/5)	Megrendelve: 1959. V. hó.
Hegedűs Ernő	Ábrák száma: 40 db.	Imprimálva: 1959. VIII. hó
	Példányszám: 1000	Megjelent: 1959. VIII. hó
Papíralak: 70×100	Azonossági szám: 40286	
Ez a könyv az MSZ 5601—54 és MSZ 5602—50 Á szabványok szerint készült		

59/20239. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi utca 28.

Felelős vezető: Vértés Ferenc

G. BARTA

ZUR SÄKULÄREN WANDERUNG DER MAGNETISCHEN POLE UND DES MITTELPUNKTES DER ERDE

Aus den durch Fritsche bis zu 1550 zurückgehend abgeleiteten magnetischen Kugelfunktionardarstellungen wurde die säkuläre Wanderung des Ortes des exzentrischen Dipols, der Schnittpunkte des zentrischen und des exzentrischen Dipols mit der Erdoberfläche sowie des zum exzentrischen Dipol zugeordneten Inklinationspol errechnet. Es wurde festgestellt, dass von dem theoretischen Inklinationspol im Zeitraum von 1550 bis jetzt ein ziemlich regelmässiger $\frac{3}{4}$ -Kreis zurückgelegt wurde; diese Tatsache steht in gutem Einklang mit der aus der „Londoner Änderung“ bestimmten Periode von 480 Jahren.

Wir bestimmten die Auswirkung des Dipols von bekannter Stärke, Lage und Richtung für den Ort von London und konnten feststellen, dass die Periode und Phase der daraus erhaltenen „theoretischen Dipolwanderung“ mit der der beobachteten übereinstimmt, die Amplitude aber nur ein Drittel davon ausmacht. Daraus kann man schliessen, dass die „Londoner Änderung“ nicht etwa als eine Folge der Mittelpunkt- und Polwanderung aufzufassen sei, sondern beide Erscheinungen auf eine gemeinsame Ursache zurückzuführen sind.

A FÖLD MÁGNESES SARKAINAK ÉS KÖZÉPPONTJÁNAK IDŐBELI VÁNDORLÁSÁRÓL*

BARTA GYÖRGY

A földmágneses tér évszázados változásával foglalkozó eddigi értekezéseinkben az egyes obszervatóriumok adatrendszerreiben felismerhető szabályszerűségekre fordítottuk figyelmünket, és azokból igyekeztünk a változásra vonatkozóan egy mozaikszerű összefoglalóképet felépíteni [1, 2]. A kutatás folyamán azonban mind szükségesebbé vált az egész Földre vonatkozó adatrendszer felhasználása a további következtetésekre, azért, hogy így általánosabb alapelvekhez juthassunk. Ilyen vizsgálatokat különböző szempontokból már többen végeztek [3, 8, 9, 10], de általában megálltak az 1829-es évre vonatkozó *Erman—Petersen*-féle sorfejtés feldolgozásánál, pedig *H. Fritsche* a Föld mágneses terének gömbfüggvény-együtthatóit 1550-ig visszamenőleg kiszámította [4, 5, 6].

Régi deklinációs térképekből megállapítható, hogy a keletázsiai zárt agyonvonal 3—400 évvel ezelőtt nem létezett, ebben az időben a Csendes-óceán délkeleti részén volt hasonló zárt agonyhurok. A keletázsiai zárt agonyhurok csak a XIX. század elején zárult és az újabb. 1940-es térképeken ismét megnyílt. Már utaltunk arra [1], hogy *Fritsche* hasonló megállapításhoz jutott régi deklinációs térképeken

* A kézirat 1958. május 15-én érkezett.

alapuló gömbfüggvény-sorfejtései alapján. Ez a tény indított adatrendszerének és sorfejtésének közelebbi megvizsgálására.

Fritsche régi deklinációs térképek alapján kiszámította a Föld mágneses terének gömbfüggvény-együtthatóit az 1550—1600—1650—1700—1780—1842—1885 és 1900-as epochákra. A régi epochák gömbfüggvényeinek kiszámításánál felhasználta azt az ismert elvet, hogy a földmágneses tér skaláris potenciáljának gömbfüggvény-együtthatóit ki lehet számítani, ha ismerjük az egész Földön a vektortér keleti összetevőjét és egy meridián mentén az északit. Természetesen az északi összetevő a régi időkben ismeretlen volt, hiszen a vízszintes térerősség meghatározásához szükséges mérési eljárást *Gauss* csak 1832-ben ismertette. A felmerült problémát *Fritsche* úgy oldotta meg, hogy az újabb sorfejtések során az ismert északi összetevőt elfogadta az előző epochára és az együtthatókat így számította ki. Az ilyen módon meghatározott gömbfüggvényből újból kiszámította az északi összetevőt és azt ismét alkalmazta a megelőző epochára. Így — rekurziós eljárással — kiszámította a gömbfüggvény-együtthatókat valamennyi olyan epochára, amelyre deklinációs térképpel rendelkezett. Eljárása mindenesetre tartalmaz bizonyos extrapolációs elemeket és ezért adatrendszerét és eredményeit erős kritikával kell vizsgálni. Mint az alábbiakból azonban látni fogjuk, a *Fritsche*-féle gömbfüggvényekből nyerhető adatok több oldalról alátámaszthatók, érdekes következtetéseket fűzhetünk hozzájuk, úgyhogy a régi korok mágnességével kapcsolatos kutatásokban bizonyos óvatossággal jól használhatók. Feltétlen nagy előnyük, hogy 1550-ig a H és I változásáról is képet nyújtanak.

A mágneses sarkok és a középpont vándorlása

A sarokvándorlás tanulmányozásához először pontosan definiálnunk kell, hogy mit értünk mágneses sarok fogalma alatt. A legegyszerűbb meghatározás nyilvánvalóan az, hogy a Föld mágneses sarka ott van, ahol a mágneses tér iránya megegyezik a gravitációs tér irányával. Ez a meghatározás azonban nagyon egyoldalú, mert teret enged a mágneses és gravitációs lokális és regionális anomáliák hatásának. Ilyen értelemben egy féltéken több mágneses sarok is van. Márpedig világos, hogy a Föld mágneses sarkának ezektől a helyi hatóktól független fogalomnak kell lennie.

Jobban megközelíthetjük a kérdést, ha felhasználjuk a mágneses teret képviselő gömbfüggvényeket. Ezek együtthatóiban sűrítve van az egész Földre vonatkozó mágneses adatrendszer. A gömbfüggvény elsőrendű tagjai képviselik a Föld középpontjába képzelt, ún. centrikus dipólust. A centrikus dipólus iránya és erőssége az együtthatókból könnyen kiszámítható. Azt a pontot, amelyben a centrikus dipólus tengelyének meghosszabbítása metszi a gömbnek vett Föld felszínét, nevezzük „földmágneses” saroknak.

A Föld középpontjában elhelyezett dipólus tere megközelíti a Föld mágneses terét. Jobb megközelítést érhetünk el azonban, ha a centrikus dipólust önmagával párhuzamosan a középpontból más pontba toljuk.

Az új pontot nevezzük a Föld mágneses középpontjának. Ez tehát nem esik egybe a geometriai középponttal, hanem excentrikus helyzetű. Az excentricitás a földmágneses tér torzultságának következménye és szintén igen fontos jelenség. Az excentrikus középpont helye a gömbfüggvény másodrendű tagjainak együtthatóiból számítható ki. Nyilvánvaló, hogy az excentrikus dipólus helyéről a mágneses momentum irányába mutató egyenes a Föld felszínét más pontban metszi, mint a centrikus dipólushoz kötött „földmágneses” sarok. Továbbmenve megállapíthatjuk, hogy a mágneses tér iránya ebben a pontban nem mutat a Föld középpontja felé, ezért az adatokból ki kell számítani azt a pontot, amelyben a mágneses tér valóban a Föld középpontja felé mutat. Nevezzük ezt a pontot a továbbiakban elméleti inklinációs pólusnak.

Fritsche a régi adatok bizonytalansága és hiányosságai miatt a gömbfüggvény-együtthatók számításaiiban csak belső hatót tételezett fel, elhanyagolta a potenciálnélküli teret és a Földet gömbalakúnak vette. A továbbiakban ezeket a feltételezéseket mi is elfogadjuk.

Általános nehézséget okoz a mágneses évszázados változás magyarázatánál, hogy a centrikus dipólushoz tartozó sarok viszonylag igen lassan mozog, és az utóbbi 120 év alatt alig haladt 6° -ot nyugati irányba, földrajzi szélessége pedig változatlanul tekinthető.

A *Fritsche*-féle gömbfüggvény-együtthatókból a centrikus és excentrikus dipólusok dőléspontjainak helyét a régebbi múltban is kiszámíthatjuk. A teljesség kedvéért nemcsak a *Fritsche*-, hanem a többi ismert sorfejtés eredményeiből is elvégeztük a számítást, hogy megbecsülhessük a *Fritsche*-féle adatok illeszkedését az újabbakhoz. A számításra felhasznált gömbfüggvény-együtthatókat az I. táblázatban közöljük.

Az elsőrendű együtthatókból a földmágneses sarkokat a következő képlet alapján számítottuk ki:

$$\begin{aligned} g_1^0 &= m \cos \varphi_c \\ g_1^1 &= m \sin \varphi_c \cos \lambda_c \\ h_1^1 &= m \sin \varphi_c \sin \lambda_c \end{aligned}$$

ahol $M = m R^3$ a Föld mágneses momentuma, φ_c és λ_c a földmágneses sarok koordinátái.

Az excentrikus dipólus helyének meghatározására a következő összefüggéseket használtuk fel (*Chapman—Bartels: Geomagnetism* 651. oldal):

$$H_0^2 = g_1^0 g_1^0 + g_1^1 g_1^1 + h_1^1 h_1^1; \quad L_0 = 2g_1^0 g_2^0 + (g_1^1 g_2^1 + h_1^1 h_2^1) \sqrt{3};$$

$$L_1 = -g_1^1 g_2^0 + (g_1^0 g_2^1 + g_1^1 g_2^2 + h_1^1 h_2^2) \sqrt{3};$$

$$L_2 = -h_1^1 g_2^0 + (g_1^0 h_2^1 - h_1^1 g_2^2 + g_1^1 h_2^2) \sqrt{3};$$

$$E = (L_0 g_1^0 + L_1 g_1^1 + L_2 h_1^1) : 4 H_0^2$$

$$\frac{u_0}{R} = \frac{L_0 - g_1^0 E}{3 H_0^2}; \quad \frac{v_0}{R} = \frac{L_1 - g_1^1 E}{3 H_0^2}; \quad \frac{w_0}{R} = \frac{L_2 - h_1^1 E}{3 H_0^2},$$

ahol u_0 , v_0 , w_0 a Föld mágneses középpontjának derékszögű koordinátái

I. táblázat

A kvázinormált gömbfüggvények számításra felhasznált együttthatói $10^{-4} \Gamma$ egységben

A sorfejtő neve	Idő-pont	g_1^0	g_1^1	h_1^1	g_2^0	g_2^1	g_2^2	h_2^1	h_2^2
Fritsche	1550	-3227,8	-262,9	+ 97,7	- 17,2	+166,0	-154,3	+166,0	-278,6
"	1600	-3231,6	-279,7	+167,6	- 20,5	+174,6	-213,0	+129,0	-225,1
"	1650	-3236,3	-300,7	+255,0	- 24,7	+185,4	-214,3	+118,9	-158,1
"	1700	-3236,5	-314,1	+408,9	- 29,4	+202,1	-161,0	+ 75,1	- 54,2
"	1780	-3198,5	-355,2	+569,8	- 33,5	+244,7	- 80,6	+ 10,9	+ 81,8
"	1842	-3227,1	-275,1	+593,1	+ 1,9	+274,0	+ 7,6	-14,1	+132,6
"	1885	-3163,5	-241,4	+591,4	- 35,1	+286,5	+ 68,0	- 75,5	+142,0
"	1900	-3141,2	-229,6	+590,7	- 48,1	+290,9	+ 89,1	- 96,9	+145,4
Erman-Petersen	1829	-3200,8	-283,5	+601,1	- 8,1	+257,1	- 14,4	- 4,2	+145,9
Gauss	1835	-3234,8	-311,0	+624,5	+ 51,4	+292,3	- 2,0	+ 12,2	+157,4
Adams	1845	-3218,7	-227,8	+578,3	+ 8,5	+283,7	+ 4,0	-10,5	+134,5
Carlheim-Gyllensköld	1860	-3258	-276	+607	+ 13	+275	+ 25	+ 10	+145
Schmidt	1885	-3191,9	-211,7	+598,1	- 52,1	+275,4	+ 61,5	- 71,0	+149,9
Dyson-Furner	1922	-3095	-226	+592	- 88,7	+299,1	+144,3	-124,1	+ 84,3
Vestine-Lange	1945	-3057	-211	+581	-127	+296	+164	-166	+ 54
Afanasieva	1945	-3032	-229	+590	-125	+288	+150	-146	+ 48
Chakrabarty	1945	-3056	-232,6	+549,4	-126,6	+299,2	+150,6	-167,1	+ 40,4
Finch-Leaton	1955	-3055	-227	+590	-152	+303	+158	-190	+ 24

egy olyan jobbsodrású koordinátarendszerben, amelynek U tengelye a Föld forgástengelye, V tengelye a Föld középpontjából az Egyenlítő 0° Gr, a W tengelye pedig az Egyenlítő 90° E Gr pontja felé mutat.

Az excentrikus dipólus u_0, v_0, w_0 koordinátaiból természetesen könnyen kiszámíthatjuk a gömbi koordinátákat is, mert

$$\begin{aligned} u_0 &= r \sin \bar{\varphi} \\ v_0 &= r \cos \bar{\varphi} \cos \bar{\lambda} \\ w_0 &= r \cos \bar{\varphi} \sin \bar{\lambda}. \end{aligned}$$

A centrikus dipólusnak megfelelő földmágneses sarok helyét és az excentrikus dipólus gömbi koordinátáit a II. táblázatban közöljük. Az excentrikus dipólus irányának döféspontját a Föld felszínével könnyű a II. táblázat adataiból kiszámítani. A Föld középpontjából — vagyis koordinátarendszerünk kezdőpontjából — a földmágneses sarkokon átmenő egyenes egyenletei a következők:

$$u = \frac{\operatorname{tg} \varphi_c}{\sin \lambda_c} w$$

$$v = \frac{w}{\operatorname{tg} \lambda_c},$$

II. táblázat

A mágneses centrikus dipólus erőssége, északi dőléspontjának koordinátái (φ_c , λ_c)
 A mágneses excentrikus dipólus gömbi koordinátái (r , $\bar{\varphi}$, $\bar{\lambda}$)

Sorfejtés	$\frac{M}{R^3}$	φ_c	λ_c	r	$\bar{\varphi}$	$\bar{\lambda}$
F. 1550	0,3240 Γ	85,0°	339,6°	242km	2,9°	220,4°
F. 1600	3248	84,2	329,1	220	4,1	210,0
F. 1650	3260	83,1	319,7	224	5,2	205,6
F. 1700	3277	81,0	307,5	224	6,0	193,5
F. 1780	3268	78,2	301,9	246	4,1	180,7
F. 1842	3293	78,5	294,9	273	—3,7	180,2
F. 1885	3227	78,6	292,2	304	2,3	168,4
F. 1900	3204	78,6	291,2	318	4,2	164,8
E. 1829	3269	78,3	295,2	251	—1,6	181,7
G. 1835	3309	77,8	296,5	289	—13,4	188,3
A. 1845	3282	78,7	295,7	285	—4,9	181,2
C. 1860	3326	78,4	294,4	272	—5,5	187,0
S. 1885	3254	78,8	289,5	289	6,2	167,7
D. 1922	3159	78,4	290,9	363	9,7	161,3
V. 1945	3119	78,6	290,0	396	14,4	154,1
Af. 1945	3097	78,2	291,2	388	14,8	156,4
Ch. 1945	3114	79,0	292,9	411	13,9	153,9
F.L. 1955	3120	78,3	291,0	436	16,3	150,2

ahol φ_c és λ_c a földmágneses pólus földrajzi koordinátái. Tudjuk továbbá, hogy

$$u^2 + v^2 + w^2 = R^2 \quad (1)$$

a földgömb felszínének az egyenlete, ahol $R = 6370$ km. Ha az egyenes nem a középponton, hanem az excentrikus dipólusnak megfelelő u_0 , v_0 , w_0 ponton megy át, de párhuzamos a centrikus dipólus irányával, akkor egyenletei a következők lesznek:

$$u - u_0 = \frac{\operatorname{tg} \varphi_c}{\sin \lambda_c} (w - w_0) \quad (2)$$

$$v - v_0 = \frac{w - w_0}{\operatorname{tg} \lambda_c}.$$

(1) és (2) felhasználásával meghatározhatjuk az excentrikus mágneses tengely dőléspontjának koordinátáit az északi és déli féltekén (III. táblázat). Ezek a pontok igen fontosak a földmágnességgel összefüggő, az egész Földet érintő jelenségek vizsgálatánál. A mágneses vektor azonban ezekben a pontokban nem merőleges a Föld felszínére. Az elméleti inklinációs pólusok kiszámítására további megfontolások szükségesek. Ezek a pólusok középpontjai az izoklin és izodinam térképeknek és a mágneses meridiánok, valamint izogon-vezalak is ezekben a pontokban futnak össze.

Ismeretes, hogy a dipólus potenciálja:

$$V = \frac{M}{r^2} \cos \Theta.$$

Ebből számítva a radiális és tangenciális összetevők a Föld felszínén:

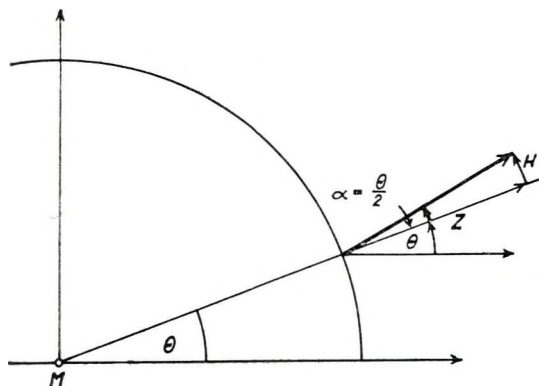
$$-\frac{\partial V}{\partial r} = \frac{2M}{R^3} \cos \Theta = Z$$

$$-\frac{\partial V}{r \partial \Theta} = \frac{M}{R^3} \sin \Theta = H,$$

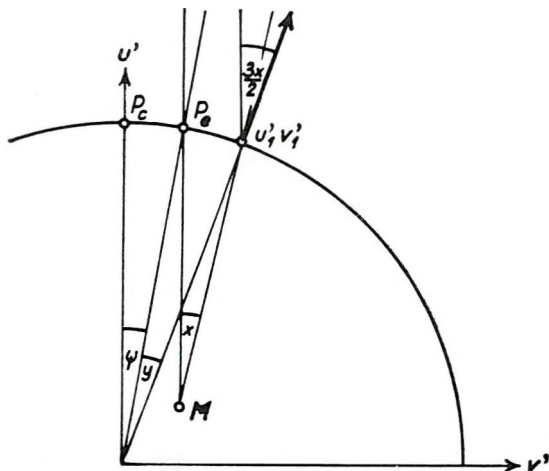
ahol Θ a pozitív (déli) pólustól számított sarkmagasság és M a dipólus

momentuma. A radiális és tangenciális összetevők arányából könnyű belátni, hogy kis Θ szög esetén a mágneses vektor a dipólust a mérés pontjával összekötő egyenes-

sel $\alpha = \frac{\Theta}{2}$ szöget zár be, ez szavakban úgy fejezhető ki, hogy kis Θ szögek esetén a mágneses vektor a szög felével gyorsabban fordul, mint a sugár (1. ábra).



1. ábra. A mágneses vektor iránya, mint a középponti szög függvénye (ha Θ kicsi, akkor $2\alpha = \Theta$ -val)



2. ábra. Az elméleti inklinációs pólus (u'_1, v'_1) kiszámításának elve

Az elméleti inklinációs pólus kiszámítására a következő eljárást alkalmaztuk: a dipóluson és a Föld geometriai középpontján át a dipólus tengelyével párhuzamosan $u'v'$ síkot fektetünk (2. ábra). A centrikus és excentrikus dipólusok φ_e, λ_e és φ_c, λ_c dőléspontjainak koordinátáiból a gömbháromszögtan elemeinek felhasználásával kiszámíthatjuk a két dőléspont ψ gömbi távolságát. Ennek ismeretében interpolációs eljárással megkerestük azt az $u'_1v'_1$ pontot, amelyre nézve fennáll a $\frac{3x}{2} = \psi + \gamma$ összefüggés

. Ebben a pontban a mágneses vektor kis szögek esetén a Föld középpontja felé

mutat (elhanyagoljuk a Föld lapultsága és a centrifugális erő miatt beálló csekély geometriai és gravitációs eltéréseket. Ez a pont az elméleti inklinációs pólus. A $\varphi + \gamma$ szög ismeretében a gömbháromszögtan felhasználásával kiszámíthatjuk az elméleti inklinációs pólus gömbi koordinátáit (III. táblázat).

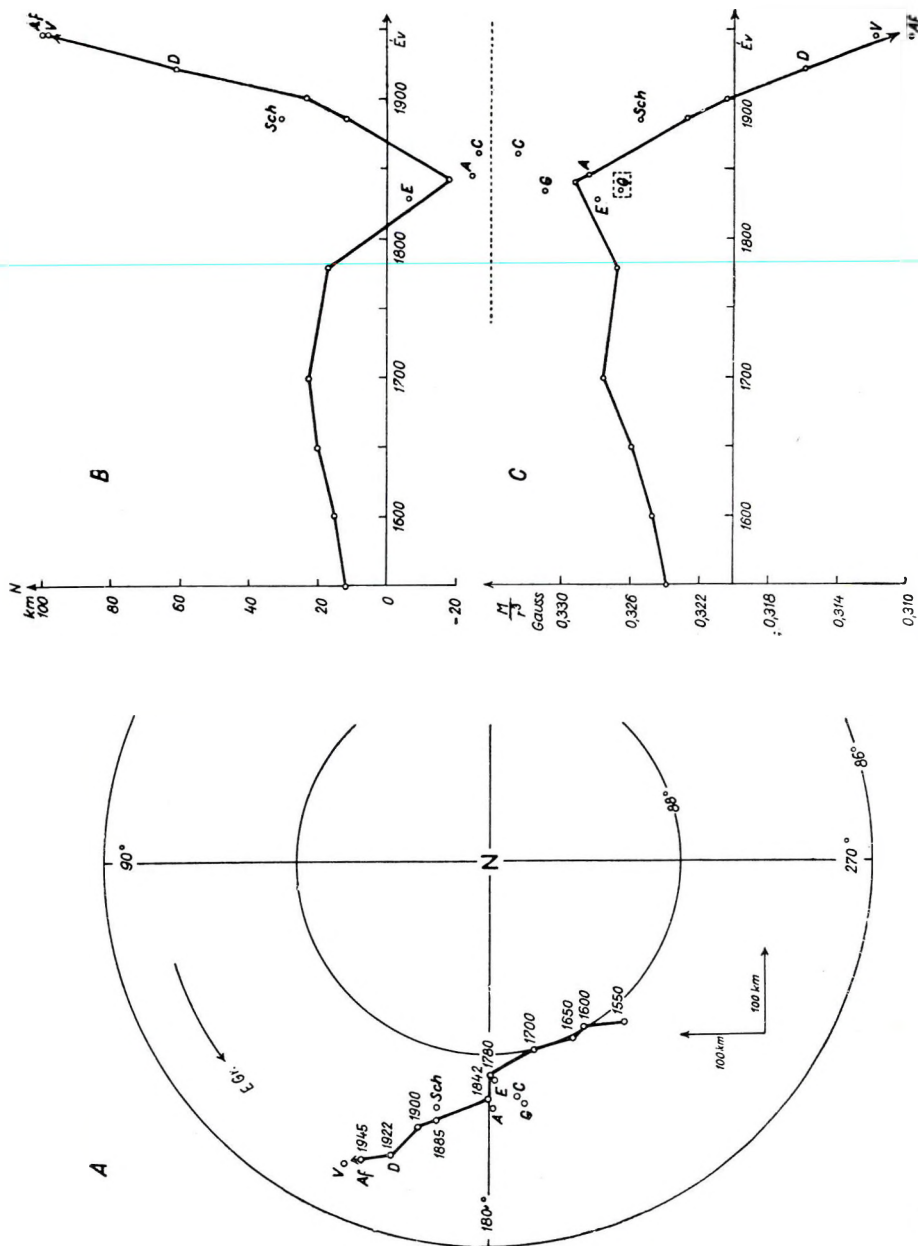
A 3. ábrán bemutatjuk a Föld mágneses középpontjának időbeli vándorlását 1550—1945-ig (1900-ig az adatokat *Fritsche*, 1922-re *Dyson—Furner*, 1945-re *Vestline—Lange* és *Afanasieva* gömbfüggvényéből számítottuk). Az 1945-re vonatkozó Chakrabarty és az 1955-re vonatkozó Finch Leaton-féle gömbfüggvényekből számított adatokat csak a táblázatokban közöljük. Az 1900 előttről származó fontosabb sorfejtésekből számított adatokat nullkörrel és a sorfejtő nevének kezdőbetűjével jeleztük. Az ábrán jól látható, hogy a mágneses középpont menete a régmúltban jól megegyezik az újabb időkben nyert adatok menetével. Emelítésre méltó, hogy a mozgás pályája nem mutat görbülést a csillagászati tengely körül. Ugyanezen az ábrán láthatjuk, hogy a dipólus momentuma 1550-től 1800-ig gyengén nő, 1800-tól — az újabb sorfejtések eredményeinek megfelelően — erősen csökken.

A 4. ábrán jól látható, hogy a excentrikus dipólushoz tartozó sarok az utolsó évszázad közepe óta lényegesen gyorsabban mozog, mint a centrikus, az elméleti inklinációs pólus pedig 1550-től egy meglehetősen szabályos $\frac{3}{4}$ -ed kört írt le.

III. táblázat

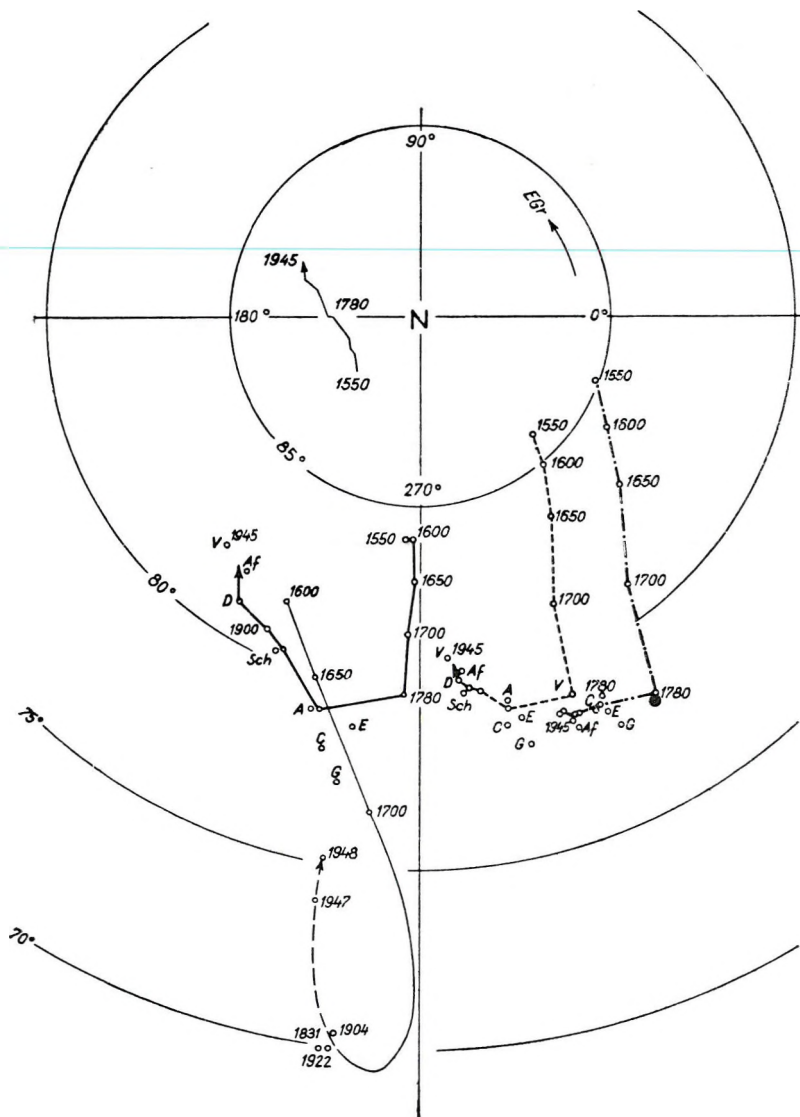
Az excentrikus dipólus dőfélpontjának és az elméleti inklinációs pólusnak koordinátái az északi és déli féltekén

Sorfejtés	Északi félteke				Déli félteke			
	φ_e	λ_e	φ_i	λ_i	φ_c	λ_c	φ_i	λ_i
F 1550	85,7°	313,6°	84,1°	267,0°	—83,7°	177,2°	—80,1°	194,1°
F 1600	84,9	309,3	84,1	268,3	—83,1	163,5	—79,9	179,9
F 1650	83,6	303,0	83,0	269,1	—82,0	153,0	—79,2	169,9
F 1700	81,6	294,9	81,5	268,0	—79,9	138,1	—77,3	152,8
F 1780	79,1	291,9	79,9	268,0	—76,9	130,2	—73,7	142,4
F 1842	79,3	282,8	79,2	256,0	—77,4	125,2	—74,1	140,4
F 1885	79,8	279,2	80,4	247,6	—76,8	122,2	—72,7	135,6
F 1900	80,0	277,9	80,7	244,2	—76,7	121,3	—72,2	134,0
E 1829	78,6	284,4	79,0	260,6	—77,2	124,6	—74,4	139,2
G 1835	78,1	284,6	77,4	259,9	—77,0	127,2	—74,0	144,5
A 1845	79,5	282,8	79,2	254,7	—77,5	126,5	—74,1	142,3
C 1860	78,9	282,3	78,2	257,6	—77,6	125,3	—74,7	142,3
S 1885	79,9	276,9	80,4	247,0	—77,2	119,4	—73,4	132,6
D 1922	80,2	276,1	81,0	237,8	—76,1	121,3	—70,9	133,3
V 1945	80,8	274,6	82,1	229,8	—75,8	119,8	—69,9	130,3
Af. 1945	80,4	276,7	81,8	235,8	—75,5	120,8	—70,0	131,2
Ch. 1945	81,5	276,9	82,7	227,3	—75,9	122,7	—69,8	132,5
F.L. 1955	81,1	275,4	82,6	226,1	—75,1	120,4	—68,7	129,8



3. ábra. A mágneses középpont vándorlása és a dipólus momentumának változása 1550-től napjainkig
 A. A Föld mágneses középpontjának vándorlása az egyenlítő síkjában északról nézve
 B. A mágneses középpont távolsága az egyenlítő síkjától
 C. A Föld mágneses momentumának változása

A centrikus pólus az utolsó évszázadban azért nem változtatta lényegesen a helyét, mert ebben az időben a Föld mágneses dipólusa

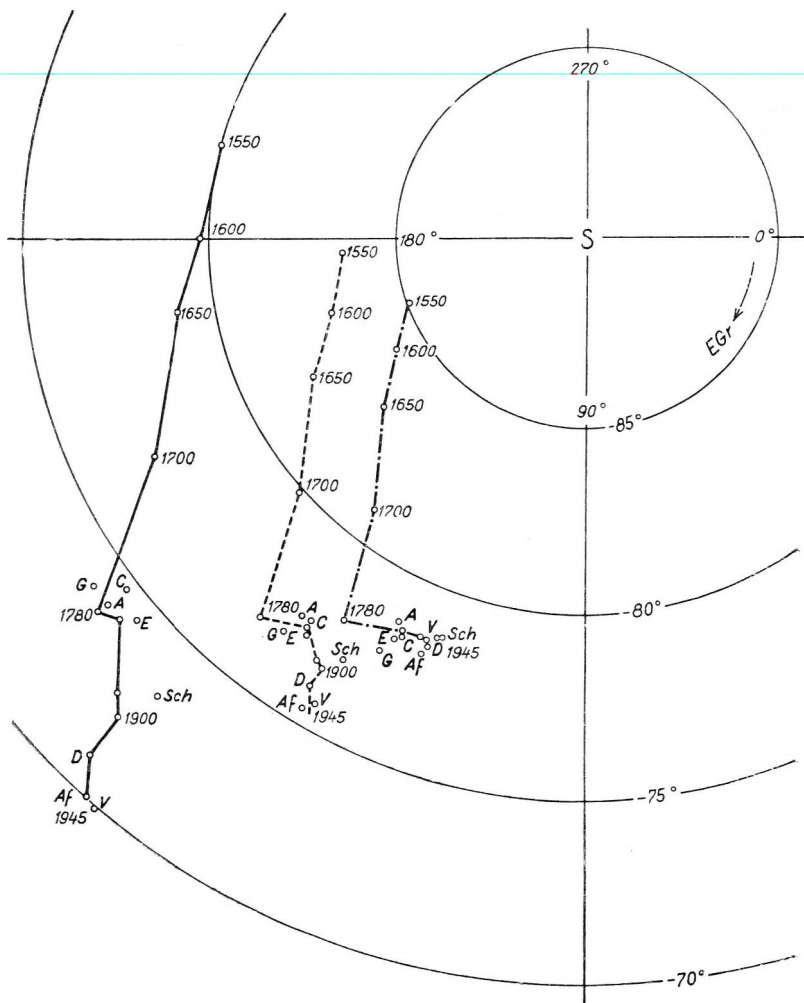


4. ábra. A mágneses pólusok vándorlása az északi féltekén

- A Föld mágneses centrumának vándorlása
- . - . - . - A centrikus dipólus középpontjának vándorlása
- Az excentrikus dipólus középpontjának vándorlása
- Az elméleti inklinációs pólus vándorlása
- A valódi inklinációs pólus vándorlása W. von Bemmelen és E. R. Hope szerint [7].

alig változtatta az irányát. Ha azonban tekintetbe vesszük, hogy ezalatt az excentrikus dipólus helye változott meg lényegesen, akkor könnyen beláthatjuk, hogy az évszázados változásban nem volt fennakadás. Ez világosan kifejeződik az elméleti inklinációs pólus menetében. A centrikus dipólushoz tartozó földmágneses sarok vándorlási sebessége a közeljövőben valószínűleg növekedni fog.

Teljesség kedvéért az 5. ábrán a pólusvándorlások görbéjét a déli féltekén is bemutatom. Itt az inklinációs pólus pályája nem közelít



5. ábra. A mágneses pólusok vándorlása a déli féltekén

- . - . - . - A centrikus dipólus dőféspontjának vándorlása
- - - - - Az excentrikus dipólus dőféspontjának vándorlása
- Az elméleti inklinációs pólus vándorlása

meg egy zárt görbét. Ez a jelenség lehet az évszázados változás karakterisztikus jellemvonása is, lehet azonban, hogy ez a déli félteke mágneses adatrendszerének hiányosságaira vezethető vissza.

A dipólus helyzet-, irány- és erősségváltozásából származó évszázados változás Londonban

Durva közelítésképpen a deklinációt a csillagászati és az elméleti inklinációs pólus helyi látószögének tekinthetjük. Az inklináció pedig a mérési pont mágneses szélességével változik, abból kiszámítható. A 4. ábrából láthatjuk, hogy az elméleti inklinációs pólus az utolsó 400 év folyamán egy csaknem teljesen szabályos $\frac{3}{4}$ -ed kört írt le. Ez a pólusvándorlás első megtekintésre is az izogon- és izoklin-hálózat olyan elmozdulását okozza, amelynek periódusa és fázisa megfelel a Londonban mért D- és I-sorozatokénak. A mágneses tér excentrikussága miatt azonban izogon- és izoklin-térképeink nem szimmetrikusak, ezért pontosabb számítási módra volt szükség.

Ismeretes, hogy az m_u , m_v , m_w összetevőjű dipólus erőterének komponenseit kiszámíthatjuk a következő összefüggésekből

$$U = \frac{\partial^2 \frac{1}{r}}{\partial u^2} m_u + \frac{\partial^2 \frac{1}{r}}{\partial u \partial v} m_v + \frac{\partial^2 \frac{1}{r}}{\partial u \partial w} m_w$$

$$V = \frac{\partial^2 \frac{1}{r}}{\partial u \partial v} m_u + \frac{\partial^2 \frac{1}{r}}{\partial v^2} m_v + \frac{\partial^2 \frac{1}{r}}{\partial v \partial w} m_w$$

$$W = \frac{\partial^2 \frac{1}{r}}{\partial u \partial w} m_u + \frac{\partial^2 \frac{1}{r}}{\partial v \partial w} m_v + \frac{\partial^2 \frac{1}{r}}{\partial w^2} m_w$$

$$\begin{aligned} \text{ahol} \quad m_u &= -M \cos(90^\circ - \varphi_r) = -M \lambda \\ m_v &= -M \sin(90^\circ - \varphi_c) \cos \lambda_c = -M \mu \\ m_w &= -M \sin(90^\circ - \varphi_c) \sin \lambda_c = -M \gamma \end{aligned}$$

ahol M a déli pólus felé irányul

$$r = \sqrt{(u - u_0)^2 + (v - v_0)^2 + (w - w_0)^2}$$

és u_0 , v_0 , w_0 az excentrikus dipólus u , v , w pedig London koordinátái. Vagyis

$$\begin{aligned} u &= R \sin 51,2^\circ \\ v &= R \cos 51,2^\circ \\ w &= 0 \end{aligned}$$

A megfelelő differenciálhányadosokat helyettesítve:

$$U = \frac{M}{r^3} \left\{ \lambda - \frac{3}{r^2} [(u-u_0)^2 \lambda + (u-u_0)(v-v_0) \mu + (u-u_0)(w-w_0) \gamma] \right\}$$

$$V = \frac{M}{r^3} \left\{ \mu - \frac{3}{r^2} [(u-u_0)(v-v_0) \lambda + (v-v_0)^2 \mu + (v-v_0)(w-w_0) \gamma] \right\}$$

$$W = \frac{M}{r^3} \left\{ \gamma - \frac{3}{r^2} [(u-u_0)(w-w_0) \lambda + (v-v_0)(w-w_0) \mu + (w-w_0)^2 \gamma] \right\}.$$

Ezekből az U , V , W erőösszetevőket már kiszámíthatjuk, az összehasonlíthatóság kedvéért azonban transzformálni kell ezeket az X , Y , Z koordinátarendszerre. Ezért először az U , V , W rendszert el kell forgatni az U tengely körül 90° -kal, azután a V tengely körül $308,8^\circ$ -kal. A két forgatás egyesített eredménye a következő:

$$X = U \cos 51,2^\circ - V \sin 51,2^\circ$$

$$Y = W$$

$$Z = -U \sin 51,2^\circ - V \cos 51,2^\circ$$

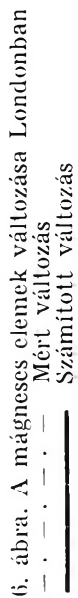
Az X , Y , Z erőösszetevőkből már a szokásos módon megkaphatjuk a D , I , H és T elemeket (IV. táblázat).

A D és I változása most már valóban a mágneses pólus hely-, irány- és erősségváltozása által okozott évszázados változást képviseli. A mért

IV. táblázat

Az adott helyzetű, irányú és erősségű dipólus terének összetevői,
illetve elemei Londonban

Sorfejtés	<i>U</i>	<i>V</i>	<i>W</i> = <i>Y</i>	<i>X</i>	<i>Z</i>	<i>T</i>	<i>D</i>	<i>H</i>	<i>I</i>
F 1550	—26713 γ	—45887 γ	—2742 γ + 19023 γ	+ 49571 γ	53167 γ	— 8,2°	19219 γ	68,8°	
F 1600	—26895	—46005	—2874 + 19001	+ 49787	53367	— 8,6	19217	68,9	
F 1650	—26995	—46074	—3542 + 18992	+ 49908	53517	—10,6	19320	68,8	
F 1700	—26929	—46029	—4473 + 18998	+ 49829	53515	—13,2	19518	68,6	
F 1780	—26776	—45243	—5362 + 18481	+ 49217	52845	—16,2	19243	68,6	
F 1842	—25379	—44513	—5446 + 18788	+ 47671	51528	—16,2	19561	67,8	
F 1885	—24170	—43895	—4782 + 19064	+ 46341	50337	—14,1	19655	67,0	
F 1900	—23751	—43680	—4548 + 19159	+ 45880	49927	—13,4	19691	66,8	
E 1829	—25686	—44589	—5648 + 18655	+ 47958	51768	—16,8	19491	67,9	
G 1835	—25709	—43706	—6059 + 17952	+ 47423	51068	—18,6	18947	68,2	
A 1845	—25147	—44156	—5333 + 18656	+ 47266	51094	—16,0	19403	67,7	
C 1860	—25595	—44773	—5922 + 18855	+ 48002	51911	—17,4	19763	67,6	
S 1885	—24238	—44731	—4893 + 19673	+ 46918	51110	—14,0	20272	66,6	
D 1922	—22884	—43352	—4258 + 19447	+ 44999	49206	—12,4	19908	66,1	
V 1945	—22369	—43371	—3664 + 19784	+ 44609	48937	—10,5	20121	65,7	
Af. 1945	—22465	—43103	—3935 + 19515	+ 44517	48765	—11,4	19908	65,9	
Ch. 1945	—22431	—43272	—3266 + 19668	+ 44596	48850	— 9,4	19: 37	65,9	
F.L. 1955	—22338	—43586	—3369 + 19971	+ 44720	45093	— 9,7	20253	65,6	



6. ábra. A mágneses elemek változása Londonban
— . — . — . — Mért változás
Számított változás

és a számított évszázados változás-görbéket a 6. ábrán szemléltetjük. A ténylegesen mért változást a számított változással összehasonlítva azt találjuk, hogy a számított változás periódusa és fázisa azonos, az amplitudója azonban $\frac{1}{3}$ -a, illetve $\frac{1}{4}$ -e a ténylegesen mért változásnak. A számított hullám kisebb amplitudóját magyarázhatjuk azzal, hogy ez az extrapolációs módszer következménye. Azonban az utolsó évszázad extrapoláció nélkül kiszámított gömbfüggvényei ugyanezt a viszonyt mutatják, úgyhogy fel kell tételeznünk, hogy a mágneses pólus és a mágneses centrum vándorlását az évszázados változás okozza és nem megfordítva. A fő évszázados változás tehát a Londonban megfigyelt változásnak az oka és sok más, esetleg egymással ellentétesen ható mellékfolyamatok által csökkentett összehatás eredményezi a pólus és a centrum vándorlását.

A vázolt módon kiszámítottuk a vízszintes térerősség londoni hullámát is. Ennek a változásnak a periódusa az ábra alapján hosszabbnak tűnik, mint 500 esztendő. Ezeket az adatokat azonban még óvatosabban kell kezelni, mert *Fritsche* az extrapolációt éppen egy térerősségjellegű elembe hajtotta végre. A térerősség hullámamplitudójának kutatására csak az utolsó évszázad adatsora áll rendelkezésünkre, ebből arra következtethetünk, hogy a mért amplitudó valószínűleg ennél az elemnél is a számítottak három-négyszerese.

IRODALOM

1. *Barta György*: A földmágneses tér évszázados változásáról. Geofizikai Közlemények VI. kötet, 1–2. szám, 1957. És az ott idézett irodalom.
2. *Barta György*: A földmágneses tér longitudinális és tranzverzális effektusa. Geofizikai Közlemények VII. kötet, 1. szám, 1958. És az ott idézett irodalom.
3. *Chargoy A.*: Movimiento del campo magnetico terrestre dado por los terminos de segundo orden de la ecuacion del potencial. Anales del Instituto de Geofisica, Volumen 1, Mexico, 1955.
4. *Fritsche H.*: Über die Bestimmung . . . Coefficienten der Gaussischen allgemeinen Theorie des Erdmagnetismus für das Jahr 1885. St. Petersburg, 1887.
5. *Fritsche H.*: Die Elemente des Erdmagnetismus für die Epochen 1600, 1650, 1700, 1780, 1842 und 1885 . . . St. Petersburg, 1899.
6. *Fritsche H.*: Die Elemente des Erdmagnetismus und ihre säcularen Änderungen während des Zeitraumes 1550 bis 1915. St. Petersburg, 1900.
7. *Hope E. R.*: Linear secular oscillation of the northern magnetic pole. Journal of Geophysical Research, Vol. 62, No 1, 1957. March.
8. *Lucke O.*: Über die Veränderlichkeit des erdmagnetischen Hauptfeldes und seine Theorien. Zeitschrift für Geophysik, Jahrg. 23, Heft 4. Würzburg, 1957.
9. *Mauersberger P.*: Betrachtungen über die zeitliche Änderung der Parameter des geomagnetischen Feldes auf Grund der vorliegenden Potentialentwicklungen. Geophysikalisches Institut, Abhandlungen Nr. 5. Berlin, 1952.
10. *Rikitake T.*: Geomagnetic secular variation and motion of the Earth's core. Geofisica pura e applicata, Vol. 26., 1953.
11. *Fanslau G.*: Geomagnetismus und Aeronomie Bd. III. Kapitel 10. Berlin 1959.

L. BÉLTEKY

PRAKTISCHE ANWENDUNG DER BOHRLOCHKAROTTAGE BEI DEN UNGARISCHEN WASSERERSCHLIESSENDEN BOHRUNGEN

Die Anwendung der geophysikalischen Bohrlochkarottage bei den ungarischen artesischen Brunnenbohrungen ist schon seit fünf Jahren im Gange. Der Verfasser zeigt an mehreren praktischen Beispielen die vielseitigen Anwendungsmöglichkeiten der geophysikalischen Untersuchungen bei den Brunnenbohrungen; weiter wird gezeigt, dass die geophysikalischen Verfahren die bisherigen Methoden der wassererschliessenden Bohrungen in einigen Jahren völlig umgestaltet und die Ausbildung einer bedeutend billiger und doch erfolgreicher Brunnenausbildung ermöglicht hatten.

A LYUKSZELVÉNYEZÉS GYAKORLATI ALKALMAZÁSA A HAZAI VÍZFELTÁRÓ FÚRÁSOKNÁL*

BÉLTEKY LAJOS

A geofizikai műszeres lyukszelvényezés bevezetésének és alkalmazásának a kútfúrás terén is igen nagy jelentősége van. Az alábbiakban a különféle műszeres vizsgálatoknak a hazai vízfeltáró fúrásoknál való gyakorlati felhasználási lehetőségeit és gazdasági kihatását fogom röviden ismertetni.

Az ásványi nyersanyagkutató fúrásoknál és a vízfeltáró fúrásoknál igen fontos a zavartalan és pontos mintavétel, mert a kőzetazonosítás, a fúrás geológiai szempontból való értékelése csak akkor végezhető el, ha pontosan meg tudják állapítani a különböző rétegek települési sorrendjét, mélységbeli elhatároltságát s megbízható, keveredés nélküli furadékhanyagot, illetve kőzetmintát tudnak szolgáltatni a szemcse- és kormeghatározást célzó laboratóriumi vizsgálatához.

A mai korszerű forgatásos fúrásnál, amellyel most már az artézi kutakat is készítik, a fúrási sebesség növelése jelent igen nagy előnyt. A fúrási sebesség növekedésével azonban fokozatosan romlik a kőzetminták alapján történő rétegazonosítás megbízhatósága, jósága és pontossága. A különböző mélységből való furadékokat ugyanis keveredtetten hozza ki az öhlítővíz s ha sikerül is zavartalannak látszó mintát nyerni, a réteg mélységbeli helyének megállapítása bizonytalan, mert gyakori eset, hogy a mélyebben települt, kisebb fajsúlyú furadék hamarabb jelenik meg a külszínen, mint a felette levő nagyobb fajsúlyú kőzet furadéka.

Még rosszabb a helyzet ebből a szempontból az ún. jobböblítéses fúrásoknál, nálunk pedig a vízfeltárásnál túlnyomóan ezt a fúrási

* A kézirat 1959. január 22-én érkezett.

módot használják. Számos fúrásnál előfordult, hogy hiába szűrőzték be a víznyerésre igen alkalmasnak látszó durva szemcsézetű réteget, a remélt vízhozam alig, vagy egyáltalában nem mutatkozott, mivel a víztartó réteg tényleges mélységbeli helye nem egyezett a fúrómester megállapításával.

Régebben, amikor a lyukszelvényezés, a karottázs hiányában a rétegzésléslésnél elkövetett hibát nem lehetett bizonyítani, tovább fúrtak esetleg 100—200 méterrel mélyebbre, vagy pedig, ha nem volt fedezet a továbbmélyítésre, meddővé nyilvánították a fúrást.

A szénhidrogén és a szilárd ásványi nyersanyagkutató fúrásoknál, ahol hasonló nehézségek mutatkoztak a kőzetminták útján való rétegzonosítás terén, főképp a magfúrás minél nagyobb mérvű alkalmazásával próbálják biztosítani a zavartalan mintavételt, továbbá a szén- és érc-telepek mélységbeli helyének pontos megállapítását. Nagy segítséget jelent azonkívül, hogy a Mélyfúró Vállalatok geológus-szolgálat a helyszínen naponta ellenőrzi a fúrótoronyoknál folyó munkát. A magkihozatal terén évről évre máris igen szép javulás mutatkozik.

Az artézi kút-fúrásoknál a magfúrás nem gazdaságos, mert a kisebb fúrási sebesség a költségeket emeli, azonkívül éppen a víznyerés szempontjából produktív szakaszból csak nehezen lehet magmintát venni. A víztartó réteg — a homok — ugyanis általában nem állékony, ennek folytán nem magképes. A munkahelyek nagy területen való szétszórtsága miatt az üzemi geológia által végrehajtandó naponkénti ellenőrzést sem lehet megvalósítani.

A vízkutató és feltáró fúrásoknál a lyukszelvényezésben sikerült megtalálni azt a segítséget, amellyel a gyakorlatban leginkább elterjedt forgatásos fúrási módszernél tapasztalt mintavételi és rétegzéslési hibák és hiányok ellenőrizhetők és kijavíthatók. A rétegzéslési hibák kiküszöbölése céljából vált tehát szükségessé a közvetett azonosítási módszerek kidolgozása és alkalmazása. Ilyenek a geofizikai mérési módszerek is, amelyek között legnagyobb szerepe az elektromos ellenállás és a spontán polarizáció mérésének van.

A geofizikai mérési módszerek rövid ismertetése

Az említett mérések az átfúrt kőzet fajlagos elektromos ellenállásának és az öblítőiszapnak a környező kőzetekbe való beszűrődésekor, valamint a rétegvízzel elektrokémiai kölcsönhatásba lépése folytán keletkező természetes elektromos potenciáljának meghatározására irányulnak. A mérési módszert a Schlumberger testvérekről nevezték el, akik ezt a mérési eljárást 1927-ben dolgozták ki.

A fajlagos ellenállásmérés azon a tényen alapszik, hogy a kőzetek elektromos vezetőképessége különböző s azt nemcsak a kőzettani összetétel, hanem döntő mértékben a pórusokban levő folyadék befolyásolja. Az üledékes kőzet szilárd vázának legtöbbszörre nagy a fajlagos elektromos ellenállása. A porózus kőzetek ellenállása azonban, ha ásványi oldatokat tartalmazó vízzel vannak telítődve, kis értékű. A fajlagos ellenállást befolyásolja még a vízben oldott sók mennyisége is. A kőzet fajlagos

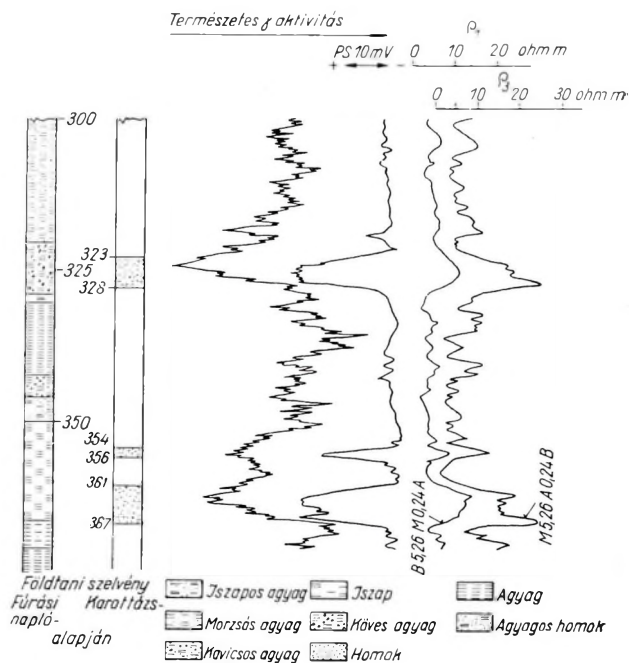
ellenállása annál nagyobb, minél kisebb a kőzet likacsaiiban levő víz sókoncentrációja. Kis fajlagos ellenállása van tehát a sós vizet tartalmazó homoknak s esetleg nagyságrendekkel nagyobb az édesvízzel átitatott homoknak.

A fúrólyuk fala mentén keletkező elektromos tér potenciálját, amit rendszerint a kőzetek fajlagos elektromos ellenállásával egyszerre mérünk, spontán, vagy magától keletkező potenciálnak nevezzük. Ennek keletkezése és nagysága is szoros összefüggésben van az átfúrt rétegek kőzettani sajátosságaival és a fúróiszap tulajdonságaival.

Spontán polarizáció keletkezhetik elektrofiltrációs és diffúziós hatás útján. E jelenségek a harántoit rétegek és az öblítőiszap között játszódnak le. A fúrólyuknak azon részein, ahol feltételezhetően jó áteresztő képességű nagy porozitású kőzetek alkotják a lyuk falát, tehát ahol a beszűrődés nagyobb mérvű, a potenciálgörbe minimumot jelez.

Újabb mérési módszer a természetes gamma sugármérése alapján szelvényezés, mely a kőzetek természetes gamma sugárzását méri s ebből lehet következtetni az egyes rétegek anyagára. Ha ugyanis ismerjük a különböző kőzetek radioaktivitásának intenzitását, a rétegazonosítás ennek alapján elvégezhető. A legnagyobb radioaktivitást általában az agyag és a márga mutatja, a víztartó kőzetek csak kisebb mértékben radioaktívak. Ez a szelvényezési módszer elsősorban az anyagok és márgák helyét állapítja meg, a víztartó rétegek meghatározása azonban nem egyértelmű, mivel pl. a víztartó homokot a nem víztartó homok és mészkő rétegektől nem különíti el. A radioaktív szelvényezésnek azonban igen nagy előnye, hogy azt nem csak nyitott, hanem bélés-csővezetett furatban is lehet alkalmazni. A Schlumberger-féle elektromos mérések viszont csak csővezetetlen furatban végezhetők.

Az 1. ábrán közölt szelvényrajzon az ellenállás, PS és gamma szelvények alapján a porózus réteg helye 323–328, 354–356, 361–367 m között egyértelműen kijelölhető. A két



1. ábra

fajlagos ellenállásgörbe közül a ρ_a -t nagyobb behatolási mélységű szondával vették fel. Az ellenállásgörbe maximumainak a gammagörbén minimumok felelnek meg a homokos réteg tulajdonságainak megfelelően.

A porózus réteget tartalmazó szakaszok valószínű helye a gammagörbe alapján is kijelölhető, de csak kisebb biztonsággal, mintha a PS és ellenállásgörbe is rendelkezésre áll.

Agyagnak vagy márgának minősíthető pl. a 300—310, 335—338 m közötti szakasz, homokos agyagnak pedig a 338—351 m közötti.¹

A karottázsszelvény értelmezéséhez jó, ha ismerjük a fúrás földtani szelvényét, illetve a fúrás folyamán harántolt kőzetféléseket is, mert pl. több kőzetnek közel azonos fajlagos ellenállása van.

A karottázsszelvény kiértékelése víznyerés lehetősége szempontjából igen nagy gyakorlati tapasztalatot igényel.

A vízfeltárás céljából végzett fúrásoknál az elektromos lyukszelvényezést hazai viszonylatban először 1953 decemberében alkalmazták a hódmezővásárhelyi 1096 m-es thermálvizes kút készítésénél. E kútnál 100 m-es szakaszokon kellett előfúrni csövezés nélkül s a porózus rétegek mélységbeli helyének pontos meghatározása volt a mérés célja.

A szelvényezéssel végzett első rétegzazonosítás eredményes volt, a kútból 1300 liter/perc 42°C hőmérsékletű vizet lehetett kitermelni. 1954-ben öt fúrásnál történt karottázsvizsgálat. A lyukszelvényezést a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet elektromos mérőcsoportja végzi az intézet dolgozói és a Geofizikai Mérőműszergyár által tervezett mérőműszerekkel.

Az első évben a Geofizikai Intézet csak elektromos lyukszelvényezésre volt berendezkedve, radioaktív szelvényezést pedig 1955. év nyarán végzett először kútfúrásnál. Azóta évről évre fokozódó mértékben veszi igénybe az állami kútfúróipar a karottázst.

A lyukszelvényezés felhasználási lehetősége és gyakorlati eredménye a kútfúrásoknál

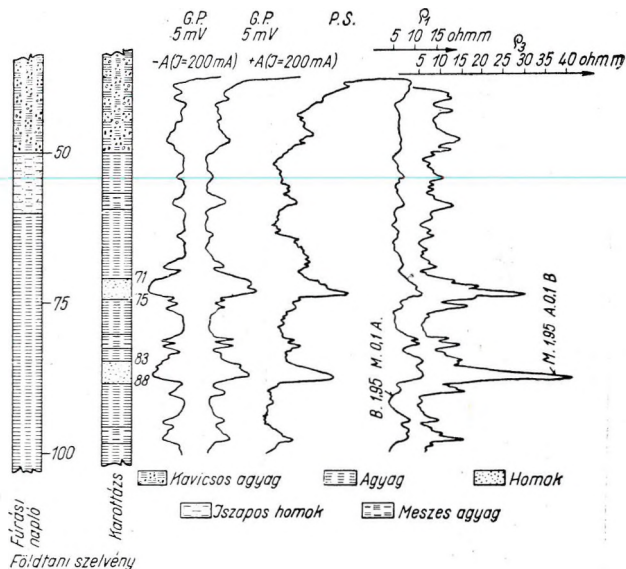
Az első időkben legtöbb szelvényezést annak ellenőrzése céljából kellett végezni, hogy helyes-e a fúrómasternek az az állítása, hogy a fúrásnál nem harántoltak porózus réteget, vagy pedig annak megállapításáért, hogy a furadékminta szerint jó víztartónak látszó homok milyen vastagságú és hol van pontosan mélységbeli helye. E vizsgálatokat legtöbb esetben csövezetlen furatban végezték el. Számos esetben előfordult azonban az is, hogy a szűrő beépítése után a kevés vízhozam miatt kellett a már csövezett furatot gammaszelvényezésnek alávetni.

Az egyik községben 170 m-ig nem észleltek víztartó réteget, jöllehet a községben vannak kutak, amelyeknek mélysége nem haladja meg a 170 métert. A karottázsvizsgálat 122—127,5 és 147—150,5 m mélységben mutatott ki porózus réteget, melyek beszűrőzése után a vízszükségletet sikerült továbbfúrás nélkül biztosítani.

¹ Ez az interpretáció csak víznyerés szempontjából engedhető meg. Szigorúan véve mindkét szakasz vegyes homokosagyagos karaktert mutat.

Egy másik esetben a fúrás 100 m mélységűre volt előirányozva. Homokréteget csak 50–61 m között észleltek s mivel abba a szakaszba beépített szűrővel a rétegpróba nem járt eredménnyel, továbbfúrtak 146 m-ig, újabb homokréteget azonban nem találtak.

A geológusszolgálat a környékbeli kutak szelvényei alapján nem járult hozzá a továbbfúráshoz, hanem lyukszelvényezést végeztetett, amely 71–75 és 83–88 m között porózus réteget jelzett. A rétegek beszűrőzése azonban nem hozta meg a várt vízmennyiséget, feltehetően azért, mert a porózus rétegek a többszöri beszűrőzés és a szelvényezés során elagyagolódtak. Hosszabb időt igénylő rétegmosatás helyett, mely nem is vezet mindig eredményre, gazdaságosabb megoldásnak látszott új lyukat fúrni az



2. ábra

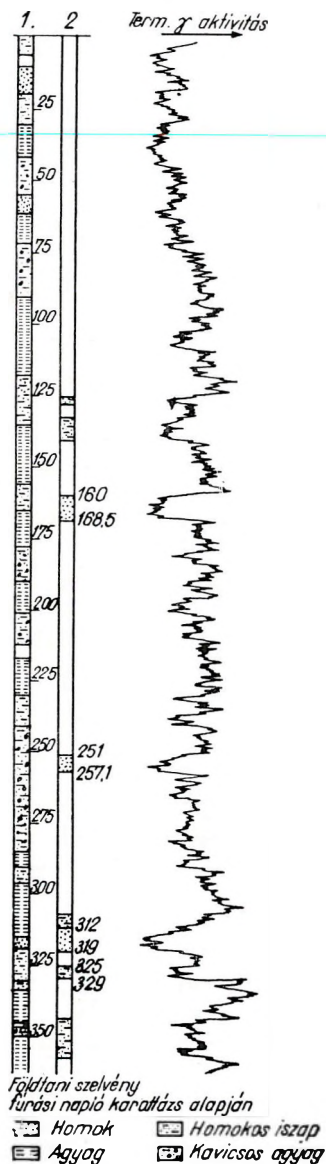
első fúrás közelében. Az új fúrás során a karottázs által kimutatott mélységekben most már megtalálták a víztartó rétegeket, beépítették a szűrőt s 60 liter/perc vizet vettek ki a kútból 5 m depresszió mellett.

Az egyik biharmegyei községben már több ízben próbálkoztak mélyfúrású kút készítésével, de eddig térszint felett kifolyóvízű kutat nem sikerült létesíteni. A földtani szakvélemény, mely 360 m-re irányozta elő a kút mélységét, a 10–15 km-es körzetben levő kutak adatain alapult. A kutat három csórakattal tervezték meg. Az első rakat 70 m-ig került beépítésre, a 2. rakat pedig 280 m-ig. A 2. rakat beépítése után előfúrtak csövezetlenül 360 m-ig, lyukszelvényeztek s a karottázs által porózusnak kimutatott 312–319, 325–329 m-es szakasznál szűrővé kiképezve, beépítették a 3. csórakatot. Az eredmény megfelelt a várakozásnak. A térszint felett 1 m magasan 50 liter/perc víz folyt ki s kompresszorral kivettek 330 liter/percet —14,5 m-ig történő leszívással. A három csórakat 241, 165 és 133 mm-es volt. Szükség esetén még tovább is lehetett volna fúrni 100–150 m-rel. Ennél a fúrásnál a hosszú előfúrás miatt bizonytalan rétegmegállapítás helyességét a furat 0–280 m-ig terjedő szakaszán gammaszelvényezéssel ellenőrizték. Ebből a gyorsan átfúrt és kellően meg nem vizsgált, kevés számú porózus réteg helye pontosan megállapítható (pl. 160–168,5 és 251–257,1 m). Ennek esetleg kisebb mélységű kutak telepítésénél lehet majd hasznát venni.

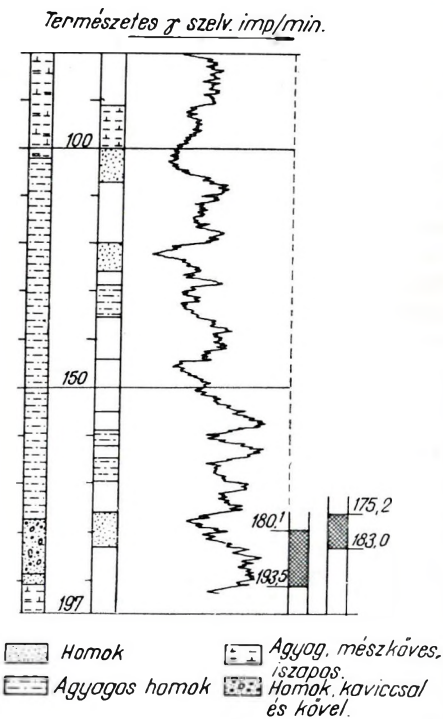
Több esetben kifogás tárgyát képezte, hogy a vízhozam jóval alatta maradt a rétegminta szemcsemérete alapján jogosan várt nagyobb vízhozamnak s az elvégzett gammaszelvényezés igazolta is, hogy a fúrómaster által végzett szintmegállapítás nem pontos s a víztartó rétegnek éppen a legpermeabilisebb részébe nem került szűrő.

A lyukszelvényezés óta ellenőrizni lehet, hogy a szűrő tényleg homokrétegbe van-e beépítve, ha pedig továbbfúrásra kerül sor, megvan rá a lehetőség, hogy hosszabb szakaszt fúrjanak elő csövezetlenül, mert a lyukszelvényezéssel meg tudják állapítani nemcsak a porózus rétegek pontos helyét, hanem több réteg esetén a természetes potenciál és ellenállásszelvény alapján a víznyerésre legalkalmasabb réteget is. Nem kell tehát attól tartani, hogy a rétegpróba után a szűrőcső, vagy annak köpenycsőve megszorul s rakatvesztés következtében a furat még jobban „kihegyeződik”.

Az egyik dunántúli fúrásnál a fúrómaster észlelése alapján a 180,1–193,5 m-es szakaszt



3. ábra



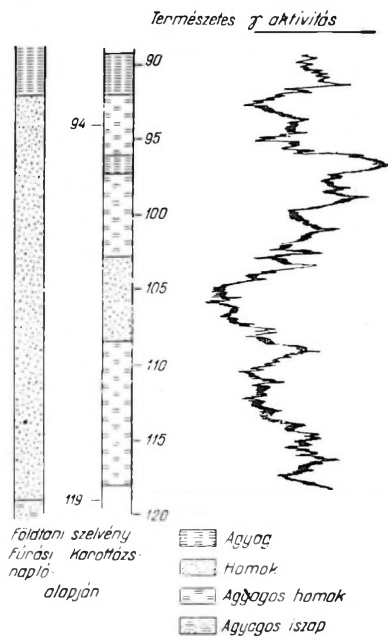
4. ábra

szűrőzték be és 160 liter/perc vizet vettek ki 31,4 m depresszió mellett. A radioaktív szelvényezés kimutatta, hogy a víztartó réteg feljebb van kb. 5 m-rel, ezért a szűrőt kihúzták és 175,2—183 m között építették be ismét. A vízhozam 400 liter/perc lett s a depresszió 11,5 m-re csökkent, tehát a fajlagos vízhozam² 5,1-ről 34,7 liter/perc-re növekedett.

Több esetben az elektromos szelvényezés alkalmával az is kiderült, hogy a csősarunak a fúrómester által megadott mélységbeli helye néhány dm-rel, sőt 1—2 méterrel is eltér a tényleges helyzettől, vagy pedig azt állapította meg a szelvényezés, hogy a saru homokban van s ennek folytán nem zár. Ez a körülmény a teleszkópszerű csővágások után okoz nagy nehézséget, mert ha a sarunál levő víztartó réteget nem sikerül teljesen kizárni a tömszelencével, a vízhozam és a nyugalmi szint is megváltozik és a víz homokossá válik.

A fúrómester felületes rétegmeghatározása bizonyult be az egyik fúrás gammaszelvényezése során. A fúrásnál a porózus réteg helyét 92,3—119 m-ben határozták meg s a réteget teljes vastagságában beszűrőzték. A vízhozam 1500 liter/perc lett. Mivel az illető vízműtelepen öt kutat kellett készíteni, munkába állott egy másik fúróberendezés is az előbbi fúrástól kb. 300 m távolságban. Ennek fúrómestere az 1. fúrás adataira támaszkodva gyorsan átfúrta a fenti szakaszt és a vizadó réteg helyét 91,1—118,7 m-ben állapította meg s ugyancsak beszűrőzte a réteget teljes vastagságában. A kompresszorozás során azonban meglepetéssel látta, hogy a kút vízhozama csak negyedrésze az első kútból kapott vízhozamnak. Gammaszelvényezéssel megvizsgálva a beszűrőzött szakaszt, az derült ki, hogy 96—99,5 m között agyagbeékelődés van a homokban s a vízhozam azért lett jóval kevesebb, mert a második kút szűrőjének beépítésekor ez az agyag feltehetően rácsúszott a homokrétegnek 99,5—118,7 m-es szakaszára.

A feltevés helyessége beigazolódott. A 99,5 m alatti szakaszban levő szűrőnek erőteljes, belülről való mosatásával sikerült a vízhozamot az első kút hozamának több mint 2/3-ra fokozni. A fajlagos vízhozam azonban felét sem érte el az első kút fajlagos vízhozamának, jelölül annak, hogy a beszűrőzött porózus rétegbe került agyagszemcsék teljes eltávolítása még durvábbszemű víztartó rétegből sem sikerül minden esetben. Érdekes, hogy az 1. számú kútnál az alsó réteg



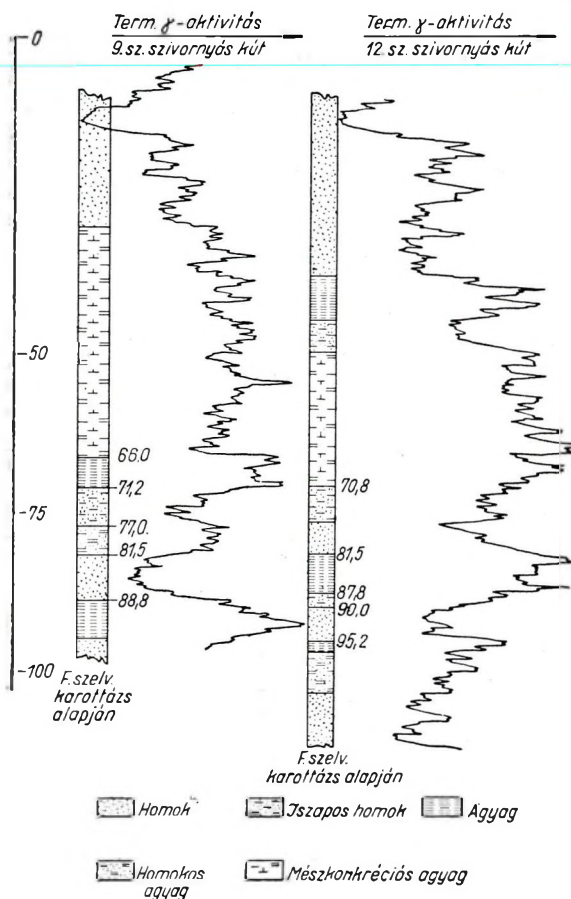
5. ábra

²Fajlagos vízhozamon 1 m depresszió mellett kivethető vízhozamot kell érteni. A vízhozamok azonos alapon történő összehasonlítására a fajlagos vízhozamot használják a kútfúrás szakmában.

elagyagolása nem következett be. Műszeres vizsgálat nélkül tehát az érthetetlenül kevés vízhozam okát nem lehetett volna felderíteni s a hibát nem lehetett volna kiküszöbölni.

A radioaktív, vagyis gammaszelvényezést több esetben nemcsak a homok, hanem az agyagréteg helyének megállapítására is fel lehetett használni. Legnagyobb radioaktív intenzitása ugyanis az agyagnak és a márgának van.

Ez a lehetőség a helyes kútkiképzés megkönnyítése szempontjából



6. ábra

fontos a kútépítéssel foglalkozó gyakorlati szakember részére. A helyes beléscsővezésnek ugyanis az az előfeltétele, hogy a beszűrőzött víztartó réteg ne kerülhessen kapcsolatba felsőbb víztartó szintekkel. Ezt pedig úgy lehet elérni, hogy a szűrőakat felett bentmaradó utolsó csőakat sarujával a víztartó réteg fedőjét képező vízátnemeresztő rétegben kell zárni.

A debreceni régi vízműnél az előregedett, kiselejtezett kutak helyett új kutakat kellett fúrni. A saruzárásra alkalmas agyagrétegeknek és a víztartó homokoknak mélységbeli helyét úgy lehetett pontosan megállapítani, hogy a legközelebbi régi kutat gammaszelvényezéssel megvizsgálták. A 9. sz. szivornyas kútnál pl. 66–71 m között volt saruzárásra alkalmas agyagréteg, a 12. sz.-nál pedig 81,5–87 m között. A közelükben fúrt új kútnál a 2. csőrakattal a karottázs szerint agyagnak minősíthető szakaszban végezték el a felsőbb víztartó rétegek vizének kizárását.

A lyukszelvényezést nagyon jól lehet használni fúrásilag ismeretlen területen való új kút kiképzésénél is. Előbb kisátmérőjű kereső fúróval lefúrnak az előírányzati mélységig, utána a furatot lyukszelvényezik s a karottázsszelvény alapján állapítják meg a szűrő és a felette levő saruzárások helyét. Ha több víztartó réteget kell megvizsgálni,

az egyes rétegek kipróbálásához szükséges béléscsővezést tervszerűen és könnyen lehet úgy kialakítani, hogy az egyes csőszakaszok közvetlenül a kipróbálandó réteg fedőjében legyenek jól záróan leültetve. Ily módon a rétegek egymástól el lesznek zárva s a szűrőket a továbbfúrás előtt könnyen ki lehet húzni.

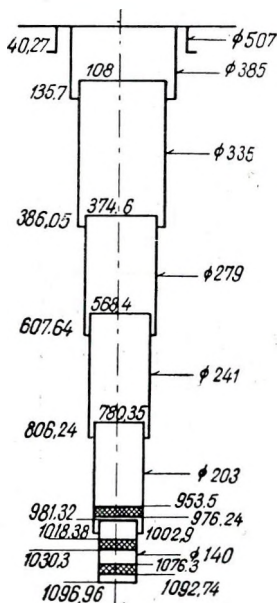
A debreceni vízmű két kútjának egymás mellé rajzolt gamma-szelvényeit fel lehetett használni rétegazonosításra és a rétegdőlés kimutatására. A 9. sz. kútnál 81,5 m-nél kezdődő homokrég a 12. sz. kútnál 90 m-nél kezdődik.

Igen nagy hasznát lehet venni a mélyfúrás geofizikai vizsgálatnak a dokumentálás terén is, mert a fúrás technológiától függetlenül, pontosan adja meg a rétegsort, nincsenek tehát esetleg 10–15 m-ig terjedhető eltérések a valóságtól a közzethatások megállapításánál abból kifolyólag, hogy az öblítővíz a különböző faj-súlyú kőzeteket hosszabb vagy rövidebb idő alatt hozza fel a külszínre, azonkívül megállapítható a porózus réteg struktúrája is, vagyis hol iszapos, hol durvább szemű a homokrég, hol van a víznyerés szempontjából legkedvezőbb nagyobb porozitású szakasz.

A karottázsszelvény alapján, még ha nincs is furadékminta, tisztázni lehet, hogy olyan területeken, ahol az elmúlt évtizedekben főleg nagymélységű kutakat készítettek, elfogadható-e az az állítás, hogy kisebb mélységben nincs víztartó réteg. Már eddig is több helyen felhívta a figyelmet a lyukszelvényezés olyan rétegekre, amelyeket eddig — esetleg — indokolatlanul mel-lőztek.

A dokumentáció célját szolgálja az a gyakorlat is, hogy — amint már említettem — a nagymélységű fúrásoknál a furat teljes hosszát lyukszelvényezzük, azt a szakaszt is, amely még kipróbálás céljából sem jöhet szóba a folyamatban levő fúrásnál. A cél ugyanis az, hogy minél több fúrás karottázsszelvénye legyen meg az adattárban, mert ennek a későbbi küttelepítésekhez szükséges hidrogeológiai szakvélemények készítésénél és a terület földtani szempontból történő tudományos feldolgozásánál is igen nagy hasznát lehet majd venni. Ezért minden karottázsszelvényt elhelyezünk a Magyar Áll. Földtani Intézet és a Mélyfúró Vállalat geológusszolgálatának adattárában is.

Arra kell tehát törekedni, hogy egyelőre minden nagyobb mélységű, később pedig minden fúrás szelvényezésre kerüljön. Így idővel minden települési helyről rendelkezésre fog állni egy-egy karottázsszelvény s annak birtokában helyesbíteni lehet az eddigi fúrások szubjektív hibáival terhelt szelvényeit.



7. ábra

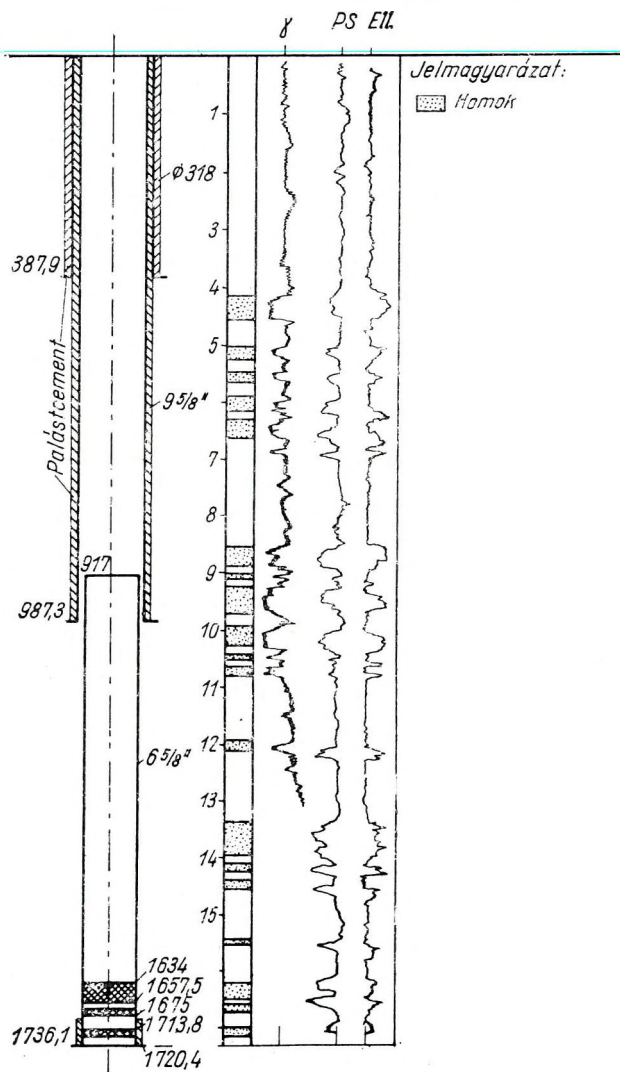
Másik igen fontos terület, ahol a lyukszelvényezést sikeresen tudták alkalmazni, a nagymélységű, 500—2000 m-es kutak fúrása. A nagymélységű kutak készítésének kialakult technológiája s ebben a karottázs szerepe a következő:

A kút mélységének a térszinttől számított kb. kétharmadáig két csőszakatot használnak, melyek egyike a 60—80 m mélységig beépített iránycső. Mindkét csőszakatot palástcementezéssel építik be a furatba, melyben előzőleg elvégzik az ellenállás és *PS* vizsgálatot. Ezután tovább fúrnak az előirányzott mélységig, melynek elérése után a béléscsővezet

nélküli szakaszban elektromos lyukszelvényezéssel állapítják meg, hogy vannak-e víznyelésre alkalmasnak látszó porózus rétegek, melyiket érdemes megnyitni s pontosan megállapítják a felvett szelvényről ezek mélységbeni helyzetét. Ezután beépítik a harmadik csőszakatot s felveszik a radioaktív szelvényt is.

Szűrőnek az 1000 m-nél kisebb mélységű kutaknál szitaszövettel bevont perforált csövet, vagy ún. diffúziós hasítású csövet használnak, nagyobb mélységű kutaknál azonban, ahol már tömör, kompakt víztartó rétegekkel lehet számolni, újabban az olajtermelő kutaknál alkalmazott kiképzés szerint, perforátorral lövik keresztül a csőfalat. Összehasonlításképpen bemutatom az 1954-ben Hódmezővásárhelyen fúrt 1092 m-es és az 1958-ban készített szentesi 1736 m mély melegvízes kút csővezetését.

A hódmezővásárhelyi kút tervezésénél még nem lehetett számí-



S. ábra

tásba venni a lyukszelvényezés lehetőségét. A furadékminta alapján való rétegmegállapítás nem engedett meg egy-egy csőrakattal túlságosan hosszú előfúrást, ennek folytán 7 csőrakattal kellett a furatot lecsővezni. A kezdőcső 507 mm-es, a befejezőcső pedig 140 mm \varnothing -jú volt. Az öt rakatváltásnál 20–30 m-es átfedést kellett hagyni s ezek a helyek — ennek dacára — hibaforrások maradtak.

A szentesi 1736 m-es kúthoz viszont elég volt három csőrakat egy rakatváltással. Meg kell azonban jegyezni, hogy a nagy mélység miatt a 2. és a 3. csőrakatnak vastagfalú AP csövet építettek be.

Mindenesetre lyukszelvényezés nélkül gondolni sem lehetne 1000 m-l jóval meghaladó mélységű és aránylag nagyméretű befejező rakattal rendelkező és ennek következtében nagy vízhozamú kutak építésére.

A rétegmintavétel megbízhatóságát ilyen fúrásoknál szakaszos magfúrással és oldalfalmintavevő használatával lehet elfogadhatóvá tenni.

Lyukszelvényezés segítségével lehet víztermelő kúttá kiképezni az olajkutatás szempontjából eredménytelen furatokat. Ennek azért van nagy jelentősége, mivel hazánkban több száz olyan 1000–2000 m-es, vagy még mélyebb furat van lezárva üzemén kívül, amelyet szénhidrogén, vagy olajkutatás céljából mélyítettek le, azonban eredmény nélkül. Ezek részben vagy teljesen csővezve vannak. Sok helyen felvetődött annak a gondolata, hogy ezeket a kutakat víztermelés céljára képezzék ki s így hasznosítsák a népgazdaság számára a befektetett tőkét. Belővéssel, perforálással a legtöbbször megvan a műszaki lehetőség a furatnak termelő kúttá való átalakítására. Ha a furat karottázsszelvénye rendelkezésre áll, akkor annak alapján a szükséges perforáció elvégezhető. Ha azonban a szelvény hiányzik, utólag kell a radioaktív szelvényezést elvégezni s annak alapján el lehet dönteni, hogy hol lehet számítani olyan rétegekre, melyek víztermelés szempontjából történő megnyitása eredményesnek ígérkezik.

A kőolajipar által fúrt debreceni eredménytelen olajkutató fúrásokat 1953-ban a fenti módon sikerült termelő kúttá kiképezni s az egyikből óránként 20, a másiktól 40 m³ 42, ill. 60 C° hőmérsékletű melegvizet termelését lehetővé tenni.

A 9. ábra egy olajtermelés szempontjából meddő fúrás karottázsszelvényét tünteti fel. Ennek alapján a lecsővezett furatot 1000 m körüli mélységben perforálással melegvíztermelő kúttá lehet kiképezni. Jól látható ezen a szelvényen, hogy a porózus szintek túlnyomóan a felső pannonban találhatók, az alsó pannonban pedig a vízátneresztő rétegek vannak túlsúlyban.

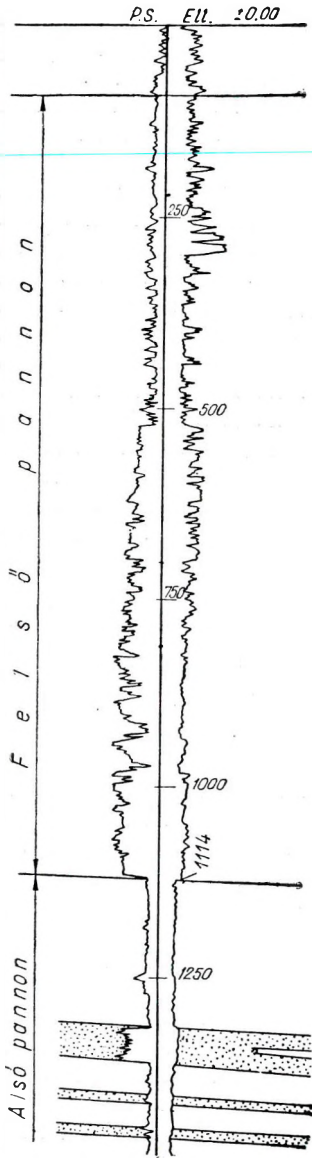
1957-ben Hajdúböszörményben és Kiskörösnön végeztek sikerrel melegvíztermelő kúttá való kiképzési munkát.

A gammaszelvénynek vettük nagy gyakorlati hasznát két thermálkútnál, amelyek mélysége 1000 m körül volt. E kutaknál a 900–1000 m közötti szakaszban beszűrözött rétegek vize kevés volt, alatta maradt 100 liter/perc-nek s ennek folytán azon rendeltetésüknek, hogy a fürdőmedencét kellő mennyiségű vízzel feltöltsék, nem feleltak volna meg. A gamma szelvényezéssel 700–850 m között kimutatott felsőbb réteg megnyitásával mindkét kútnál sikerült a vízhozamot a szükségletet

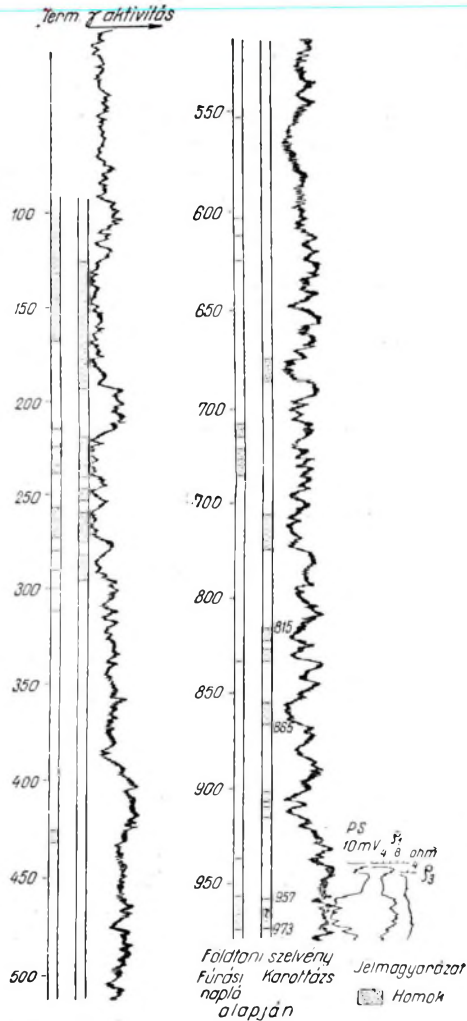
kielégítő 700 liter/perc-re emelni. A víz hőmérséklete a felsőbb réteg bekapcsolása után sem csökkent, mivel az áramlási sebesség növekedésével kisebb lett a víz lehűlési vesztesége.

Az egyik kútnak, a kiskunhalasinak karottázsszelvényét és csövezését a 10. ábrán láthatjuk.

Ez arra is jó példa, hogy bár az ellenállás és PS szelvény a 957—973 m közötti szakaszban porózus réteget jelzett, nagyobb vízhozamot ebből a rétegből nem lehetett remélni,



9. ábra



10. ábra

mert a gammaszelvény a tiszta kvarchomokra jellemző minimumot nem mutatta.

A vízhozam ennek a szelvénymagyarázatnak megfelelően tényleg kevés volt s ezért vált szükségessé a gammaszelvényen porózusnak látszó, 815—865 m közötti három rétegnek perforálással való megnyitása. Az eredményt az előbbieken közöltem.

A szükségletet kielégítő vízhozamnak így módon való biztosításával egymillió forintot meghaladó értékű olyan vízfeltárást lehetett teljes eredménnyel befejezni, amelyről már-már úgy látszott, hogy nem fogja célját elérni.

A gammaszelvény még arra is felhívja a figyelmet Kiskunhalason, ahol 200 m-nél mélyebb fúrást még nem mélyítettek le, hogy pl. 220—300 m között is található löbb, nagyvastagságú porózus réteg, melyeket az újabb kúttelepítéseknel figyelembe lehet és kell venni annál is inkább, mivel a 200 m-nél kisebb mélységű rétegek víze túlzottan vasas.

A karottázshasználat gazdasági eredményei

A lyukszelvényezés széleskörű alkalmazási területének ismertetésével azt hiszem, sikerült érzékeltetnem, hogy a lyukszelvényezésnek a kútfúrasi munkáknál való alkalmazása milyen nagyjelentőségű lépés volt a hazai ártézi kútfúrás történetében, és a kútfúróipar milyen sokoldalú és hasznos segítséget kapott a lyukszelvényezésben. *Ez az együttműködés ezenfelül igen nagy gazdasági hasznot is jelent a népgazdaság számára.*

A karottázs bevezetése előtt a rétegészlelésnél vagy a kútkiképzésnél elkövetett hiba okára csak a külszínen észlelt jelenségekből lehetett következtetni, amelyet — természetesen — a hiba elkövetője nem akart elismerni. A karottázssal olyan eljárások birtokába jutottunk, amelyek tárgyi bizonyítékot szolgáltatnak a külszínen észlelt jelenségek helyes értelmezéséhez és az értelmezés feletti bármilyen vitának elejét veszi.

A lyukszelvényezés alkalmazásának a költségekre való kedvező kihatását számszerűleg megállapítani nem egyszerű feladat. Gondolok pl. a fúrasi sebesség növeléséből, a rétegészlelés vagy a kútkiképzés során elkövetett valamilyen hiba okának megállapításából és annak megszüntetéséből származó gazdasági előnyökre. Mindenesetre a legtöbb esetben 100 000,— forintot meghaladó értékű létesítmény selejtté válását, vagy értékcsökkenését lehetett a karottázs segítségével megakadályozni.

A karottázs által elért pénzbeli megtakarítás legkézzelfoghatóbb eredménye a meddő fúrások számának csökkenésében mutatkozik. Az eredménytelennek látszó fúrásokat 1955 óta az Orsz. Földtani Főigazgatóság minden esetben szelvényezteteti s csak abban az esetben nyilváníthatja meddőnek a fúrást, ha a lyukszelvényezés sem mutat ki porózus réteget. A meddő fúrások száma ennek következtében már 1955-ben az előző évek meddő fúrásaihoz viszonyítva ötödére csökkent, ami abban az egy évben kb. 1,5 millió forint megtakarítást jelentett. *1958 első 10 hónapjában még egyetlenegy meddő fúrása nem volt az állami kútfúróiparnak.*

A nagymélységű fúrásoknál a mélyfúrási geofizikai vizsgálatok segítségével kialakított új technológia egyrészt a fúrási sebesség tetemes megnövekedését tette lehetővé, másrészt a beépített csőanyag súlyának csökkentését eredményezte.

A hódmezővásárhelyi 1953–54-ben készített kútba még fm-enként 60 kg béléscső került beépítésre, a Szentesen alkalmazott technológiával viszont egy 1100 m-es kút csővezetésénél fm-enként 46 kg béléscsövet használtak fel. A 23,3%-os anyagmegtakarítás értéke az 1100 m-es kútnál kb. 60 000 forintnak felel meg. A kevesebb csőszakat miatt jelentősen csökken a csőhasználat költsége is, hiszen 2800 fm helyett csak 450 fm csőre van szükség a rakatok beépítésénél.

A kiskúnhalási kút eredményes befejezése biztosításának költségkihatását az előbbiek során már ismertettem, a Nyíregyháza—Sóstón készített, 1000 m-es kútnál elvégzett hasonló műveletek eredményeként ugyancsak kb. 1 millió forintos beruházás vált teljes értékűvé. De ezek csak kiragadott összegek. Annak a 160 db kútnak az értéke, amelynek sikeres elkészítését főképp a lyukszelvényezés tette lehetővé az elmúlt öt év alatt, kb. 60 millió Ft-ot tett ki.

Azoknak a gáz- és olajkutatás szempontjából meddő kutaknak az értéke, amelyeket a mélyfúrási geofizikai vizsgálatok segítségével lehet meleg vagy langyos vizet termelő kúttá kiképezni, egyenkint szintén több millió forintot képvisel.

1953. december havától 1958. októberéig 160 fúrásnál végzett a Geofizikai Intézet mérőcsoportja elektromos vagy radioaktív szelvényezést. A szelvényezett kutak száma évről évre növekedett. 1958-ban az állami kútfúróipar az általa végzett fúrásoknak már kb. 30%-ánál igénybe vette az elektromos és gammakarottázást. Ez is bizonyítja, hogy a műszeres rétegvizsgálat ma már — mondhatjuk — nélkülözhetetlen segítőnk abban, hogy az artézi kút-fúrás gyors, megbízható és eredményes legyen.

Sohasem szabad azonban szem elől téveszteni, hogy a karottázással való rétegelkülönítés és rétegtartalom-meghatározás csak akkor lehet teljesen biztos, ha a rétegmintavételt sem hanyagolják el. A mintavétel terén a követelmények lazítása abban az esetben sem engedhető meg, ha a lyukszelvényezés a kútkiképzési technológiának szerves részét képezi.

Abban, hogy a kútfúróipar ilyen sokoldalú és hathatós segítséget kapott a karottázásban, az Országos Földtani Főigazgatóság kezdeményező és segítő munkáján kívül legfőbb szerepe a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet vezetőségének és dolgozóinak, különösképp a Geoelektromos osztály vezetőjének, dr. Sebestyén Károlynak s a beosztott munkatársaknak, Tatár Jánosnak, Sajti Lászlónak, Detre Lászlónak és Nagy Károlynak volt. Az ő fáradhatatlan és odaadó munkájuknak köszönhető, hogy a geofizikai mérési módszerek kinőttek a tudományos kísérletek kereteiből és elérték azt a szintet és azt a biztonságot, amikor azokat gyakorlati alkalmazás céljából már át lehet adni az iparnak.

K. SEBESTYÉN und L. SAJTI

GEOPHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNG DER WASSERERSCHLIESSEN- DEN BOHRUNGEN MITTELS BOHRLOCHKAROTTAGE

Die Verfasser besprechen die bei der Untersuchung der wassererschliessenden Bohrungen mittels Borlochkarottage in Ungarn angewendeten Verfahren. Dabei werden folgende Feststellungen angeführt:

1. Die PS-Kurve eignet sich—den theoretischen Betrachtungen entsprechend — nicht nur zur Markierung der zur Wasserspeicherung fähigen Sand- und Sandsteinschichten, sondern auch zur angenäherten Bestimmung der Eigenschaften des Schichtwassers.

2. Aus den Kurven des scheinbaren Widerstandes kann man — im Besitze eines umfangreicheren Erfahrungsmaterials — die Porosität der Schichten errechnen; für die Permeabilität kann eine qualitative Schätzung gewonnen werden.

3. Das natürliche γ -Profil kann die PS-Kurve bei der Erkennung und Eingrenzung der Sandschichten, sehr vorteilhafterweise ersetzen: es ist nämlich unabhängig von den Eigenschaften des Schichtwassers und kann auch in verrohrten Bohrungen aufgenommen werden.

A VÍZKUTATÓ FŰRÁSOK MÉLYFŰRÁSI GEOFIZIKAI VIZSGÁLATA*

SEBESTYÉN KÁROLY — SAJTI LÁSZLÓ

A vízkutató fúrások feladata az átfúrt rétegsor mentén a víztermelésre alkalmas rétegek mélységének, vastagságának és termelési tulajdonságainak meghatározása.

Ezt a feladatot a fúrások legközvetlenebbül azzal tudnák megoldani, ha folyamatos magvétel segítségével az átfúrt rétegsorról teljes képet tudnának szolgáltatni. Ennek azonban a rendkívüli nagy költségek miatt gyakorlati akadályai vannak, azonkívül elvi nehézség is mutatkozik. Ez abban áll, hogy a rétegsor egyes tagjai egyáltalán nem adnak összefüggő magot, mások viszont lényegesen megváltoztatják tulajdonságaikat a fúróiszappal történő intenzív érintkezés hatására. Az első csoportba tartoznak pl. a víztermelés szempontjából elsődlegesen fontos homokok.

Ilyen esetekben a mélyfúrási geofizikára hárul a feladat, hogy a közvetlenül meg nem szerezhető földtani ismereteket a megfelelő fizikai paramétereknek az átfúrt rétegsor mentén történő meghatározása és értelmezése segítségével megadja.

A mélyfúrási geofizika által vízkutató fúrásokban megoldandó feladatokat a következőkben foglalhatjuk össze:

1. A víztárolásra alkalmas rétegek kimutatása,

* A kézirat 1959. február 23-án érkezett.

2. a rétegsor egyes rétegei — különösen pedig a víztároló rétegek — határainak és mélységének meghatározása,

3. a víztároló rétegben levő oldat ionkoncentrációjának meghatározása,

4. a víztároló réteg porozitásának megadása,

5. a víztároló közeg agyagosságának meghatározása,

6. a víztároló réteg permeabilitására következtetések.

A következőkben a homokos víztárolók vizsgálatának módszereit foglaljuk össze, de nem foglalkozunk az egyéb (pl. karbonátos) tárolók kérdésével.

A módszerek és értelmezésük elvi alapjainak kidolgozottságát figyelembe véve a víztároló rétegek kutatásában az alábbi eljárásokat alkalmazzák:

1. A természetes potenciál mérés (PS),

2. fajlagos ellenállásmérés különböző behatolású szondákkal,

3. természetes gamma-sugár mérés,

4. csak különleges esetekben alkalmazzák a gerjesztett potenciál mérést,

5. kísérleti stádiumban van a gamma-gamma eljárás és a neutron forrás alkalmazásával végrehajtható mérés.

A PS görbe felhasználása

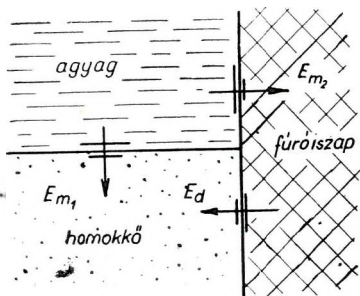
A PS görbe azt a potenciálkülönbséget ábrázolja, mely a felszíni vonatkozási pont és a fúrólyukban mozgó elektróda között fellép. Ez két komponensből tevődik össze:

1. Az elektródák polarizációjának különbségéből,

2. a fúróiszap és a felszíni vonatkozási pont között fellépő potenciálkülönbségből.

Minthogy ez a két komponens egymástól általában el nem választható, a méréseknek és a kiértékelésnek alapjául azt a különbséget tekintik, mely a homokok és az agyagrétegek között jelentkezik.

Ezt a potenciálkülönbséget a fúróiszap mentén folyó PS áramok hozzák létre. A PS áramokat viszont a PS elektromotoros erő (vagy sztatikus PS) indítja.



1. ábra. Fázishatár-potenciálok a fúrólyukban

A sztatikus PS keletkezésének elektrokémiai és elektrokinetikus okai lehetnek. A jelenségeket a Schlumberger testvérek és utánuk mások számos vizsgálatban elemezték. Ezekből a vizsgálatokból tudjuk, hogy a homok- és agyagrétegek határain a fúróiszap jelenléte következtében a következő koncentráció határok és ennek megfelelően potenciál keletkezési helyek lépnek fel (1. ábra):

1. Az agyagréteg és a fúróiszap

határán létrejön egy elektrokémiai potenciál, melyet a fúróiszap és az agyagban levő rétegvíz, továbbá az agyag kolloid tulajdonságai szabnak meg.

2. Az agyag- és a homokréteg határán az előzőkhöz hasonló jellegű potenciál keletkezik, de a homokrétegben levő rétegvíz tulajdonságainak megfelelően.

3. A rétegvíz és a fúróiszap határán is létrejön egy diffúziós potenciál, mely a két oldat ionkoncentrációi (ionaktivitása) különbségének következménye.

Az így létrejövő potenciált a következő képlet adja:

$$E_{\text{ekém}} = \frac{RT}{F} \cdot \frac{2\alpha_a}{\alpha_a + \alpha_k} \cdot \ln \frac{\varrho_i}{\varrho_v} = K \log \frac{\varrho_i}{\varrho_v} \dots 1.$$

ahol R , T , F a kémiából ismert jelentésűek, α_a és α_k az anion és kation mozgékonyaság, továbbá ϱ_i az iszapfiltrátum fajlagos ellenállása a réteg hőmérsékletén, ϱ_v a rétegvíz fajlagos ellenállása a réteg hőmérsékletén.

A K tényezőt a hőmérséklet függvényében táblázatból vehetjük:

Necsaj szerint

C°	20	30	40	50	60
K	50	60	70	79	89

(A megadott összefüggés csak a vizkutatás területén fellépő ionkoncentrációkig adja meg a PS elektrokémiai komponensét. Olyan koncentrációnál, ahol a fajlagos ellenállások helyett az ionaktivitások figyelembevétele szükséges, az összefüggésbe egy további korrekciós tényező bevétele célszerű.)

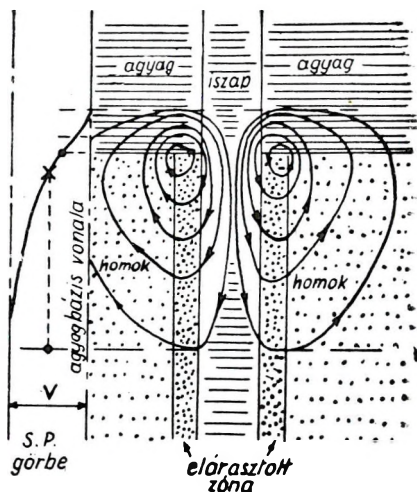
Az elektrokémiai potenciálokon kívül a fúrólyukban még elektrokinetikus (filtrációs) potenciálok is jelentkezhetnek. A vizkutató fúrások azonban legtöbbször rotary-rendszerű fúrásmóddal mélyülnek, ezeknél az iszaplepleny képződése következtében a filtrációs potenciálok csak alárendelt szerepet játszanak, ezért további számításainkban ezeket figyelmen kívül hagyjuk.

A PS anomália kialakulása szempontjából a sztatikus PS mint elektromotoros erő szerepel, mely áramot indít a fúróiszap, a homokréteg és az agyagrétegből álló áramkörben:

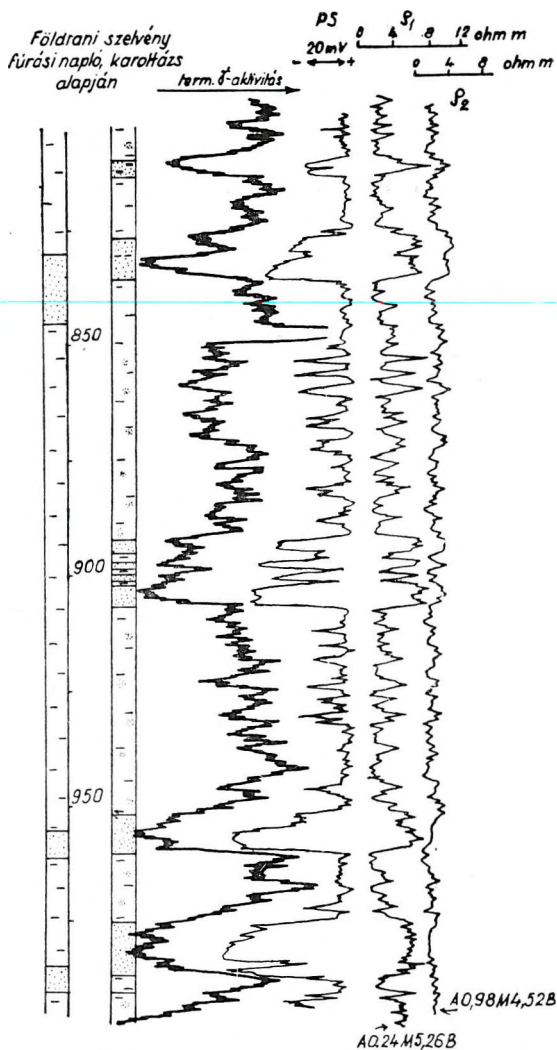
$$PS_{\text{sztat}} = i (R_i + R_h + R_a) \dots \dots \dots 2.$$

Az áramvonalak kialakulását és a fúróiszap mentén mérhető anomáliát 2. ábránk mutatja.

Az áram irányára a rétegvíz és a fúróiszap ionkoncentrációinak vi-



2. ábra. PS áramok és potenciál-eloszlás a fúrólyukban



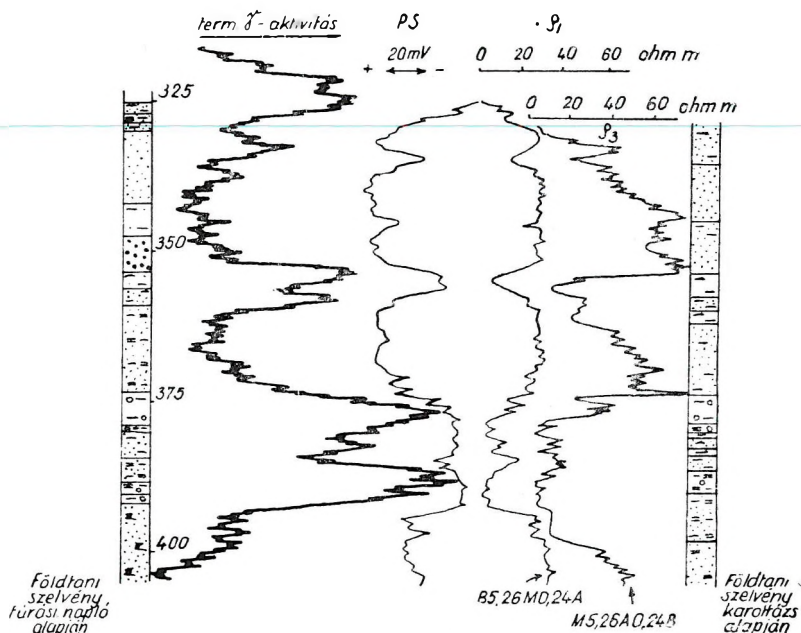
FÖLDTANI JELKULCS:

homok	iszapos agyag	homokos márga
agyag	iszapos homok	kavicsos agyag
homokos agyag	márga	kavicsos homok
agyagos homok	agyagos márga	tufa
iszap	kőpados agyag	

3. ábra. A hajdúnánási fúrás karottázsgörbéi: 1. radioaktív természetes gamma, 2. PS, 3. ρ (A 0,24 M 5,26 B) 4. ρ_2 (A 0,98 M 4,52 B)

szonya a döntő. Ha a rétegvíz ionkoncentrációja (ionaktivitása) nagyobb, akkor az áram az iszaphól a homokréteg felé, majd az agyagon keresztül az iszaposzlopba folyik. A fúróiszap mentén negatív anomália alakul ki.

A homok és agyagréteget elválasztó határ mentén a *PS* áramok sűrűsége a legnagyobb. A határtól távolodva az áramsűrűség csökken.



4. ábra. Pozitív *PS* anomáliák a csökmői fúrásban

Ebből következőleg diagramjainkban a *PS* anomáliagörbén a réteg határral szemben inflexió pont van.

Fentiek alapján a vízkutató fúrásokban észlelt *PS* anomáliák kiértékelése a következő szempontok szerint történik:

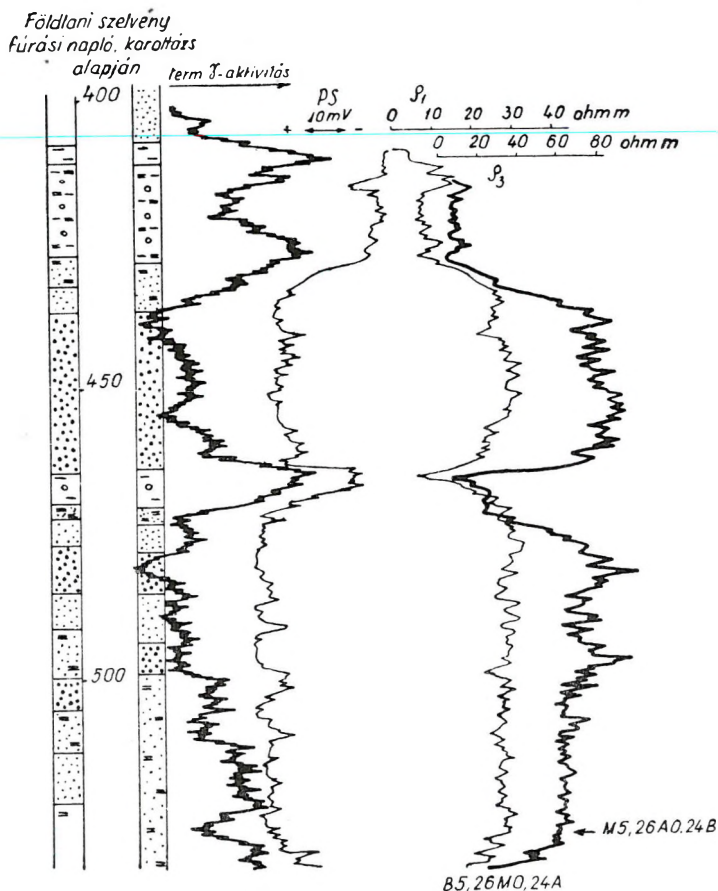
1. A *PS* anomália a homokréteg legmegbízhatóbb indikációja. A *PS* anomália megjelenése (homokosagyagos rétegsorban) homokréteg jelenlétére utal.

2. A *PS* anomália amplitudója (illetve az ezt létrehozó sztatikus *PS*) a homokréteg rétegvízének és a fúróiszapnak az ionkoncentrációjától függ.

Ezt mutatja a 3. ábra, mely a hajdúnánási fúrás 800 és 1020 méter közötti szakaszán készült felvételeket ábrázolja. A rétegvizek ionkoncentrációja a mélység felé fokozatosan növekszik. Ennek megfelelően a 840, 900, 950, 970 és 1000 méter körüli mélységeken mutatózó jelentős vastagságú homokok *PS* anomáliái fokozatosan növekszenek (kb. 10 mV-os lépésekben).

3. Ha a rétegvíz ionkoncentrációja nagyobb, mint a fűróiszapé, akkor a PS anomália negatív, fordított esetben pozitív. Emberi fogyasztásra alkalmas rétegvizek esetén a fűróiszap ionkoncentrációja gyakran nagyobb, mint a rétegvízé, ezért az agyagvonálhoz viszonyítva pozitív PS anomáliát hoz létre.

Ezt mutatja a 4. ábra, ahol a természetes gamma és az ellenállás-



5. ábra. Különböző permeabilitású rétegek azonos PS anomáliával egy makói fűrásban

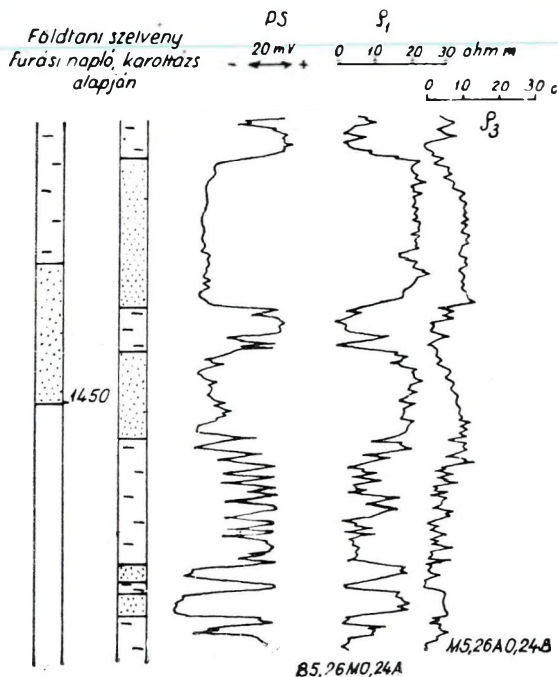
görbék által meghatározott homokokat fordított PS anomáliák kísérik. A homokkal szemben az agyagvonálhoz viszonyított pozitív anomália tapasztalható.

4. A PS anomália amplitudója tiszta homokok esetében nincs összefüggésben a réteg permeabilitásával, csupán azt feltételezi, hogy bizonyos mértékű permeabilitás létezik.

Az 5. ábra egy makói fúrás alsó szakaszát ábrázolja. A fúrás adatai szerint a rétegsor durva és finomszemű homokokból és iszapos homokból áll. Ez a természetes gamma- és az ellenállásszelvényeken is jelentkezik. A PS görbén (amely egyébként fordított előjelű) aránylag kis változások jelentkeznek.

5. A réteghatárok kijelölése a PS anomália inflexiók pontjai alapján történhet.

6. A 2. képletből látható, hogy a rétegek PS anomáliája azonos sztatikus PS (tehát rétegvíz tulajdonságok) mellett függ a réteg vastag-



6. ábra. Réteghatárok kijelölése a PS görbe alapján

ságától. Vékony rétegek PS anomáliája kisebb. Ugyanazon képletből látható, hogy a fúróiszap fajlagos ellenállása és a furat átmérője is befolyásolja a PS anomália amplitudóját. Az összefüggéseket a 7. ábra adja.

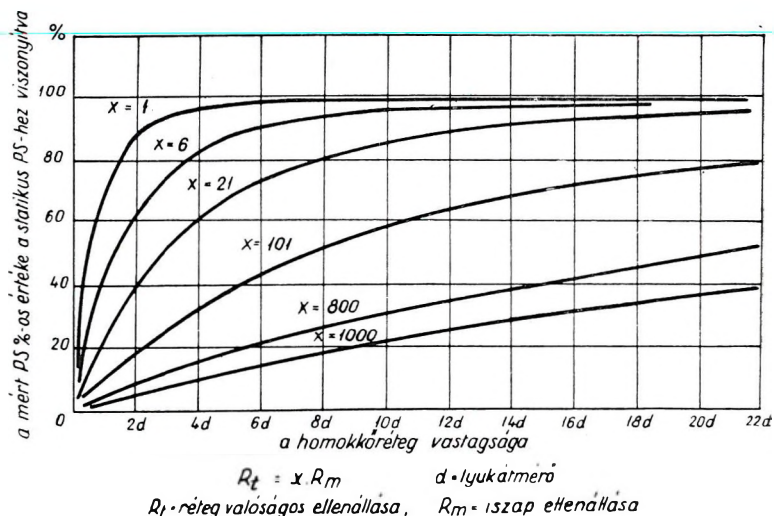
Ez az ábra lehetőséget ad a PS anomáliának a sztatikus PS -re való korrigálására.

A rajzon a vékony rétegekkel szemben mutatkozó PS anomália-csökkenésre igen sok példát találunk, megfigyelhető ez a 3. ábrán közölt szelvényeken is.

7. Az 1. formula lehetőséget ad a rétegvíz ionkoncentrációjának (ion aktivitásának) kiszámítására. Ismernünk kell az iszap fajlagos ellenállását, a réteg hőmérsékletét, a PS anomália amplitudóját és a réteg vastagságát.

Az I. táblázatban a néhány hazai fúrásban felvett *PS* anomália segítségével végzett számítások eredményeit közöljük, összehasonlítva a rendelkezésünkre álló laboratóriumi elemzések adataival.

A táblázatot végigtekintve több helyen, így pl. a Nyíregyháza—Sóstó II. és Kemecse fúrásoknál jelentékeny eltérés tapasztalható. Az elsőnél az eltérés onnan adódhat, hogy a kifolyó víz az alsó 900—1000 m-ig terjedő homokból is táplálkozik, amelyek a kifolyó víz ionkoncentrációját növelik, míg a számításnál csak a 760 m-nél levő rétegvíz ionkoncentrációját vettük figyelembe.



7. ábra. A mért *PS* %-os értéke a sztat. *PS*-hez viszonyítva

A második esetben a kemecsei fúrásnál az agyagosság okozhatja az eltérést, de mindkét esetben lehet az ok filtrációs potenciálok fellépése is.

Mindezek a megfontolások csak „tisztá” homokok esetére érvényesek. Az agyaggal „szennyezett” homokok esetében a viszonyok lényegesen megváltoznak:

1. A *PS* anomália görbe az agyagosság következtében megváltoztatja alakját.

2. A *PS* anomália amplitúdója csökken a „tisztá” homokkal szemben tapasztalhatóhoz viszonyítva.

A *PS* anomália csökkenésének mértéke összefüggésbe hozható az agyagtartalommal. Ha a tiszta homokok adott viszonyok közötti sztatikus *PS*-e ismeretes, akkor elvileg számítás végezhető az agyagos homok agyagtartalmára. Hazai viszonylatban megfelelő földtani adatok hiányában ilyenirányú számítások nem voltak végezhetők, csak becslések történhetnek.

I. táblázat

Fúrás helye	PS(E) mV	Iszap R_m ohm. m.	Réteg- viz R_{10} ohm. m.	Oldott anyag mg/l	Vizminta alapján kémiai elemzésből		
					R_{10}	mg/l	mélység m
Cegléd C—6013 125—137 m.	+ 40	5,8	21,5	350,—			
Csökmő 4081 360 m	+ 23	2	4,3	1742			
380—393 m	+ 30	2	6,2	1210			
Makó Patai-tér 340 m	+ 35	4,3	13,6	550	5,52	1358	Makó fürdő 755—771, 868—886
365 m	+ 30	4,3	11,6	645			
450 m	+ 25	4,—	9,1	825			
510 m	+ 18	3,5	6,2	1210			
Szentes, 1200 m	— 28	4,5	2,5	3000			
kórház 1420 m	— 32	5,5	2,—	3750			
1715 m	— 36	5,—	1,9	3950			
Tiszanána 315—321 343—348	+ 14 + 11	4,5 4,4	6,2 6,2	1210 1210	6,3	1186,1	72—100 m
Nyíregyháza Sóstó II. 730 m.	— 20	2,2	1,3	5760	0,93	8024,3	Sóstó I. 730—998
Kemecse 414 m	+ 15	7,2	15	500	8,3	896,7	307—414
Abony 287 m	+ 20	5,2	12	625	8,—	937,9	287
Hajdúnánás 1000 m	— 54	3,3	0,72	10416	0,54	13698,4	Hajdú- bösztörmény 991 m

Az ellenállásgörbék felhasználása

A vizkutatófúrásokban felvett látszólagos fajlagos ellenállásgörbék alapján történő rétegazonosításnál számba kell venni azokat a tényezőket, melyek az ellenállás nagyságát befolyásolják. Abból az alaptételből kell kiindulnunk, hogy az üledékes kőzetekben az áramvezetést ionok mozgása okozza. Tehát ha a pórusokat kitöltő ásványi oldatokat tartalmazó víz és az oldott só mennyisége növekszik, nő a vezetőképesség és csökken az ellenállás.

A hőmérséklet is ellenállásbefolyásoló tényező. Ha emelkedik a hőmérséklet, csökken az ellenállás, mivel növekszik az ionok mozgékonyasága.

Az első tényezőtől már következik, de fontossága miatt külön említendő, hogy a közetszerkezet fontos szerepet játszik a kőzet vezetőképességében. Minél nagyobb a kőzetek porozitása, annál nagyobb teljes folyadéktelítettség esetén a vezetőképesség. Itt az „effektív porozitás” jöhet számításba, mivel áramvezetés csak az ionok szabad mozgása folytán jöhet létre.

A homokokban, homokkővekben „szennyezés” formájában jelenlevő agyag is befolyásolja a fajlagos ellenállás értékét. Az agyag különálló vezető utat jelent még azonfelül, amelyet a sóoldat a kőzetszűrésben képvisel.

Még más tényezők is befolyásolják a porózus anyag ellenállását, mit pl. a szemcsenagyság, az ellenállás mérésének iránya stb.

Fenti általános elvek alkalmazásával a vizkutató fúrások fajlagos ellenállás-szelvényeihez különböző megfontolásokat fűzhetünk. Vegyük pl. a szentesi kórházi, 1925 m mély fúrást (8. ábra): ezt három szakaszban szelvényeztük: 387 m-től 973 m-ig, 987 m-től 1,494 m-ig és 1400 m-től 1725 m-ig. A kismélységű vizek általában édesvizek, elég alacsony ionkoncentrációval, ennek megfelelően nagy fajlagos ellenállással rendelkeznek. A kórház területén levő másik, sekély fúrásnál a 330 m mélységben levő rétegből nyert vízben 563,5 mg/l az összes oldott anyag mennyisége. A rétegvíz ellenállásának kiszámítására a következő tapasztalati képletet alkalmazhatjuk:*

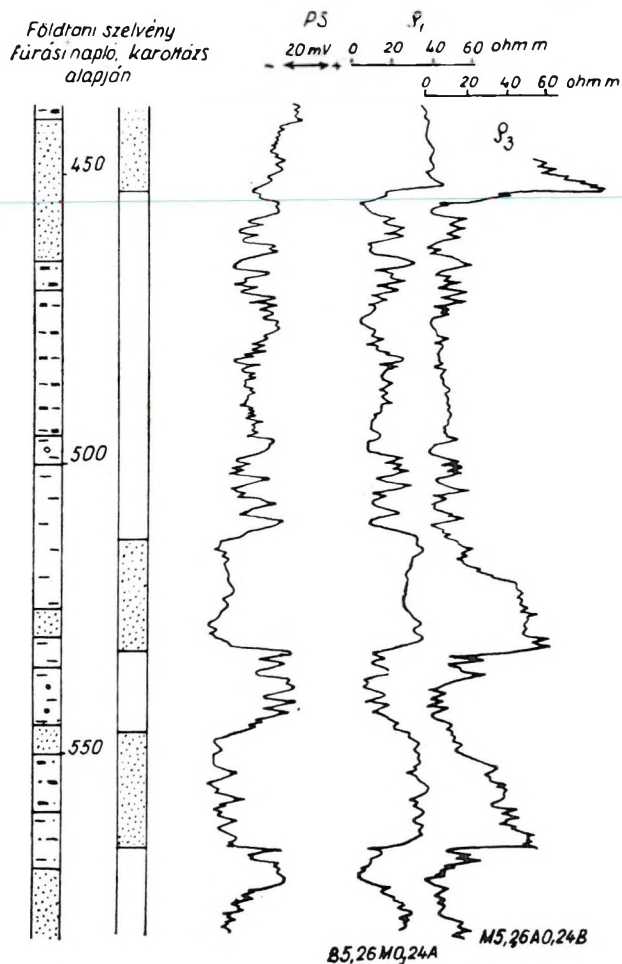
$$R_w = \frac{7500}{n},$$

ahol „n” az oldott anyag mennyisége mg/l-ben, R_w a fajlagos ellenállás ohm-méterben. Esetünkben a számítás szerint a rétegvíz fajlagos ellenállása 13,3 ohm·m. Ehhez közelebbi fajlagos ellenállású rétegvíz mellett 450 m-ben a nagybehatolású gradiens szondával mért látszólagos fajlagos ellenállás 60 ohm·m; ez az adott feltételek között a fentebbi értékkel megfelelőezésbe hozható.

Ezek alapján kiszámítható a formáció-faktor (l. később) és az effektív porozitás. A nagybehatolású gradiens szondával mért látszólagos fajlagos ellenállás-érték közelesik a valódi fajlagos ellenálláshoz. Tapasztalataink

* A tapasztalati formulát Scher Áron, az Országos Közegészségügyi Intézet kutatójának közlése alapján alkalmazzuk.

szerint a felső agyagszennyeződéstől mentes homokrétegek, melyek édesvízzel vannak telítve, 60–120 m ohm értékkel jelentkeznek. Ha a szelvényen lényegesen alacsonyabb értékeket kapunk a felsőbb homokoknál (15–20 ohm m), ez elsősorban agyagszennyezettségre utal.



8. ábra. A szentesi kórházi fúrás egy részletének karottázs-görbéi

A tiszta (agyagmentes) kifejlődésű víztároló homokok tulajdonságainak tisztázására az ellenállásgörbék adatai felhasználhatók. A rétegvíz fajlagos ellenállása és a réteg valóságos fajlagos ellenállása a következő összefüggésben vannak egymással

$$F = \frac{R_t}{R_w},$$

ahol R_t a réteg valóságos fajlagos ellenállása

F egy arányossági tényező (formáció faktor)

R_w a rétegvíz fajlagos ellenállása.

Ez az összefüggés lényegében azt a tapasztalati tényt fejezi ki, hogy üledékes kőzetek fajlagos ellenállása arányos a bennük levő rétegvíz fajlagos ellenállásával. Az F arányossági tényező a porózus kőzetek szerkezeti tulajdonságaitól függ; az összefüggés a következő alakba foglalható:

$$F = \frac{1}{\varphi^m},$$

ahol φ a porozitás, m állandó.

Az összefüggést m különböző értékeire a 9. ábra mutatja be.

F ismeretében m értékét tapasztalati úton megállapítva — a réteg effektív porozitása kiszámítható.

II. táblázatunk a néhány fúrás vízadó rétegére kiszámított porozitásértékeket mutatja.

Többen vizsgálták azt, hogy milyen változóktól függ az áteresztőképesség. *Kozeny* (1927) adta az egyik alapvető összefüggést. Formulája, amelyet elméleti és fizikai megfontolások alapján vezetett le, a következő:

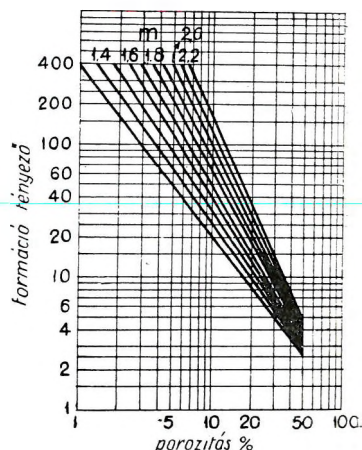
$$k = cd^2 \cdot \frac{\varphi^3}{(1 - \varphi)^2} \quad \text{ahol: } \begin{array}{l} \varphi = \text{a porozitás,} \\ d = \text{a szemcseátmérő,} \\ c = \text{konstans.} \end{array}$$

Ezt az egyenletet lehet még finomítani, ha bevisszük azokat a tényezőket (részecskék egyöntetűsége, a részecskék eloszlása, irányított-sága, rétegzettség stb.), melyek jellemzőek a porózus anyagra.

Amint a képlet is mutatja, k egyenesen arányos a szemcseátmérő négyzetével. Nagyobb szemcséjű homokok áteresztőképessége tehát nagyobb.

A durvaszemű, nagy áteresztőképességű kavicsok esetében a fűrőiszap filtrátuma könnyen beáramlik a rétegbe. Az iszap-filtrátum által elárasztott zóna fajlagos ellenállása általában nagyobb lesz, mint a nagyobb ionkoncentrációjú rétegvizet tartalmazó érintetlen rétegé. Ez azt jelenti, hogy két különböző behatolású szondával mért látszólagos fajlagos ellenállás közül a kisebb behatolási mélységű lesz nagyobb, jó permeabilitású réteg esetében. Jellemző példát mutat erre a Szentés Berki-iskolai fúrás-ban felvett szelvény 250 m körüli homokrétege (10. ábra).

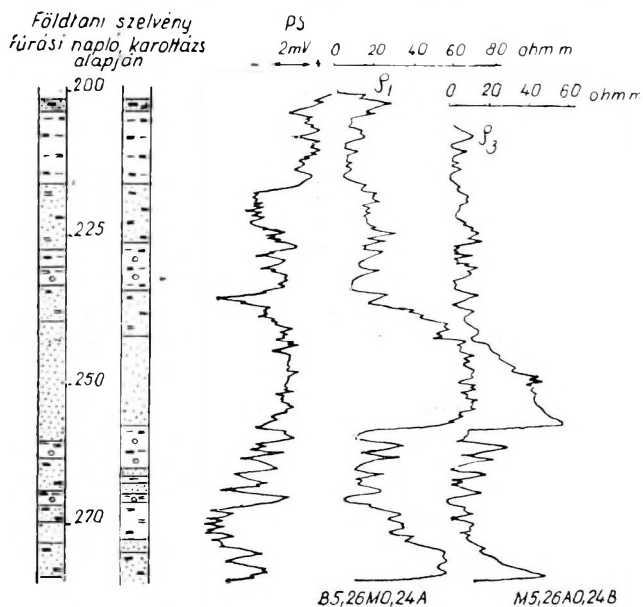
Ha viszont a fűrőiszap filtrátumának fajlagos ellenállása kisebb, mint a rétegvízé, akkor a nagyobb behatolású szondával mért látszólagos fajlagos ellenállás lesz nagyobb, mint a kis behatolású szondával mért. Erre ad példát a Berettyóújfalú-fürdő-i szelvény (11. ábra).



9. ábra. Diagram a porozitás leolvasására

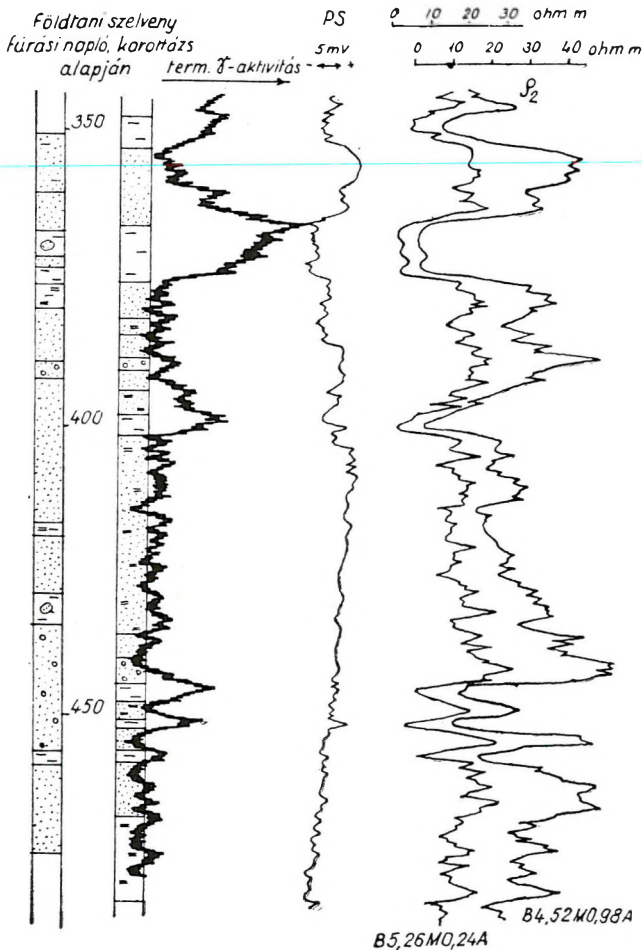
II. táblázat

Fúrás helye	Mélység m	R_t ohm·m	R_w ohm·m	Kémiai elem R_w ohm·m	F	φ %
Újszeged	920	23	5,3	5,9	4,3	38
	980	19	4,7		4,—	39
Makó, fürdő	525	65	5,7	5,5	11,4	20
	875	18	3,8		4,7	35
Szentes, kórház	1200	18	5,3	5,5	3,4	44
	1120	12	3		4,—	39
Gyoma, fürdő	991—1001	8,2	1,8		4,5	37
Sóstó II.	725—735	4,8	1,4	0,93 (730—998) m	3,4	44
Hajdúnánás fürdő	830	4,3	2,3		1,9	65
	900	2,8	1,3		2,15	60
	1000	2,4	1,3		1,85	66



10. ábra. A Szentes-Berki iskolai fúrás szelvénye

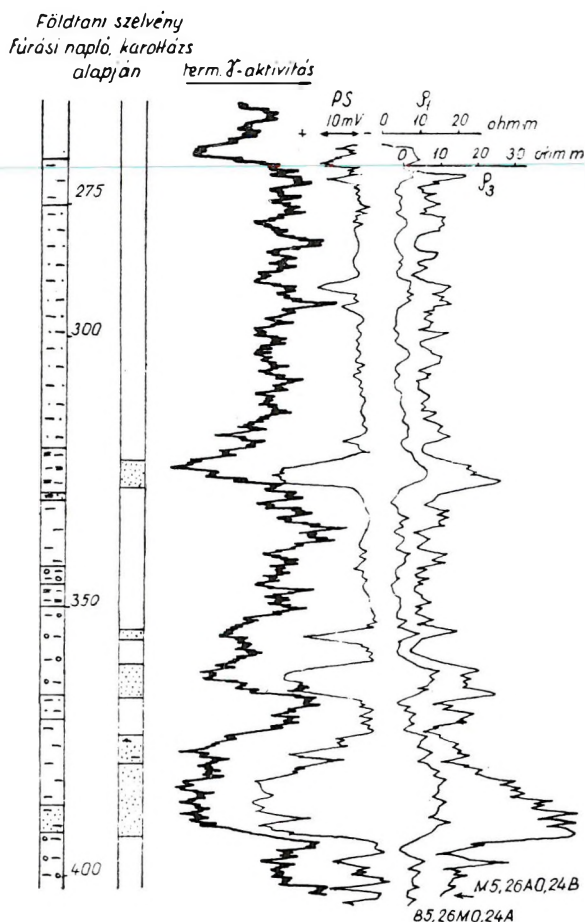
Általánosságban az állapítható meg, hogy ha a furatban közel azonos időben felvett különböző behatolási mélységű látszólagos fajlagos ellenállásgörbék jelentősen eltérnek egymástól, akkor a réteg jó áteresztőképességgel rendelkezik.



11. ábra. A berettyóújfalui fúrás karottázs-szelvényei

Az áteresztőképességre tett előző megállapítások csak agyagos szennyezéstől mentes homokokra érvényesek. Vizsgáljuk meg az agyag „szennyezés” formájában való jelenlétét fajlagos ellenállás-szelvényeinken. Az, hogy az agyagaggregátumok milyen mértékben befolyásolják a kőzet fajlagos ellenállását, az az agyagnak a kőzetekben előforduló mennyiségétől és megjelenésének módjától függ. A vezetőképesség, melyet az agyag képvisel, viszonylag független a kőzetszűrőcsőkhöz fenn-

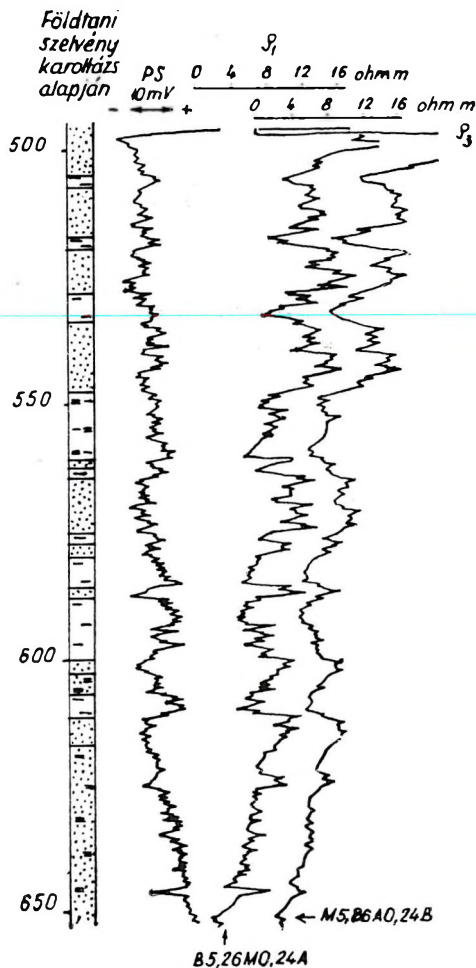
álló körülményektől. Vagyis, hiába tartalmaz a szennyezett homok viszonylag nagy fajlagos ellenállású édesvizet, a homok fajlagos ellenállása nem léphet túl egy korlátot, amely a szennyező agyag jelenlétéből ered. Ez a hatás a felső homokok esetében igen nagy lehet, mikor is



12. ábra. A csökmői fúrás szelvényei

az agyagszennyezés a homok fajlagos ellenállását erősen csökkenti. Szembetűnő ez a csökmői fúrásnál és ez nyilvánul meg az alacsony fajlagos vízhozamú kutak szelvényein is. (12., 13. ábrák)

Mindkét fúrás bemutatott szakaszán a homokok fajlagos ellenállása a várhatónál alacsonyabb, és a homokok vízhozama is a várhatónál alacsonyabb. Feltételezés szerint ezt a homokokban levő agyagos szennyezés okozza.



13. ábra. A berettyóújfalui vizkutató fúrás alsó szakasza

Radiológiai módszerek

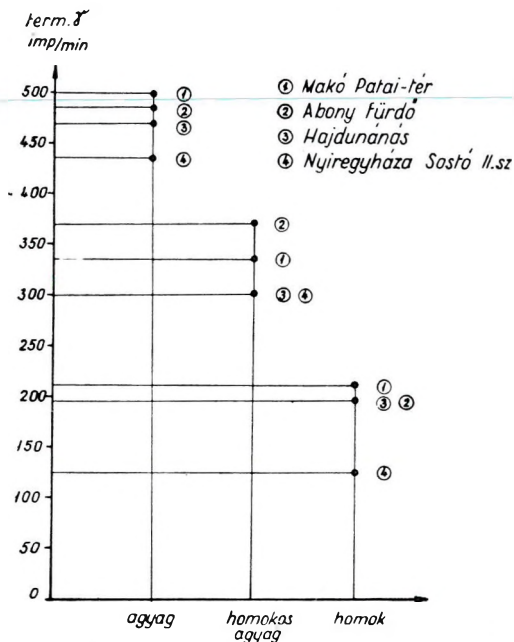
Vizkutató fúrások vizsgálatában gyakran alkalmazott módszer a természetes gamma-sugárzás mérése. Hazai tapasztalatok is igazolják azt az irodalmi megállapítást, hogy a természetes gamma-szelvény a *PS* görbével egyenértékű. A rétegsor tulajdonságainak megállapításánál a gamma-szelvény ugyanúgy alkalmazható, mint a *PS* görbe. Önálló interpretációt éppúgy mint az, ez is csak ritkán tesz lehetővé. Ez az egyenértékűség számos ábránkon látható, pl. a 3–4 stb.

Két jelentős előnnyel rendelkezik azonban a γ -szelvény a *PS* görbe felett:

1. A természetes gamma-sugár-görbe független azoktól az elektrokémiai viszonyoktól, melyek a fúrólyukban előállnak, valamint az esetleg fellépő egyenáramú zavaroktól.

2. A természetes gamma-sugár-görbe csővezetett fúrólyukban is felvehető.

A természetes gamma-sugár-szelvény elsősorban kvalitatív vizsgálatokra és korrelációs célokra használható (de megfelelő földtani



14. ábra. A rétegek γ aktivitási sorrendje hazai fúrások vizsgálatai alapján

ismeretek segítségével kisebb területegységeken belül a kvantitatív interpretáció is lehetséges).

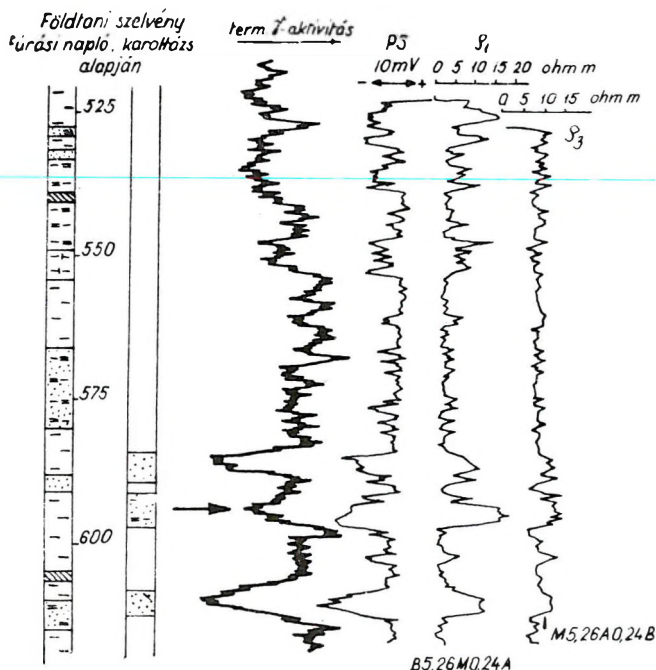
A kvalitatív interpretáció alapjait Russel 1943-ban megjelent alapvető dolgozatában rakta le. Megállapította, hogy a törmelékes kőzetek természetes gammasugár aktivitásukat figyelembevéve, mely sorrendben következnek egymásra. Ábránk hazai tapasztalataink alapján készült (14. ábra).

Ebből az ábrából a vízkutató fúrások gamma-sugár-szelvényeinek interpretálásához az az alapvető megállapítás tehető, hogy a tiszta kvarchomok gamma-sugárzás szempontjából inaktív, viszont az agyagok K^{40} -es izotóptartalmuknak megfelelően jelentős gamma-sugárzást mutatnak. Ez az interpretáció szép egyezést mutat a PS és a fajlagos ellenállás görbe alapján adhatóval (l. pl. 3. ábra).

Az interpretációt vízkutató fúrások esetén zavarhatják a mészkövek és az erősen meszes márgák, de ugyancsak téves interpretációt okozhat a furat kavernásodása is (mely a sugárzás jelentős változását idézheti

elő). Példa erre a Mezőtúri Technikum tangazdaságában és az abonyi fúrásban omlás után felvett gamma-szelvény. (15., 16. ábra.)

Mindkét fúrásban az elektromos mérések után a furat a nyíllal jelölt helyen beomlott. A kitisztítás után felvett természetes γ -szelvény



15. ábra. A Mezőtúr-technikumi vízkutató fúrás karottázs-szelvényei

a kiöblösödés helyén nagyobb aktivitást jelez, mint a fölötte levő és az elektromos szelvények alapján azonos tulajdonságúnak vehető homokrétegnél. A jelenség magyarázatául a homoknál nagyobb aktivitást mutató fúróiszaposzlop megvastagodása vehető.

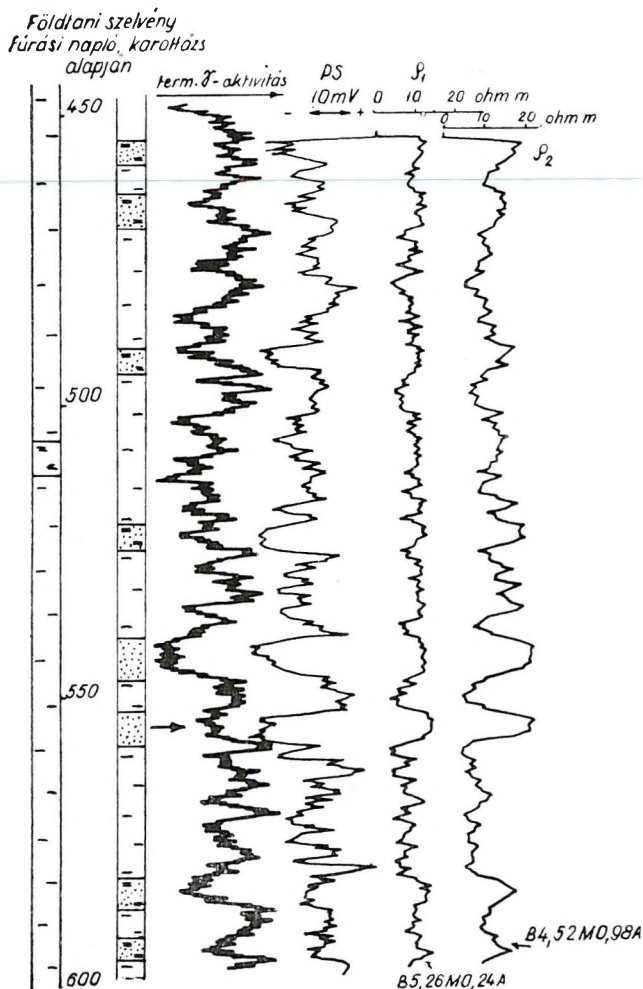
Dahnov vizsgálataiból ismeretes, hogy a kb. 1 m-nél vékonyabb rétegeknél a természetes gamma-anomália nem éri el azt a szintet, mely a réteg rádium-ekvivalens mutatója alapján várható lenne. Vízkutató fúrásokban azonban a vizsgált rétegek túlnyomóan 1 m-nél vastagabbak és így ebből interpretációs hiba nem származik.

A réteghatárok meghatározásánál elméleti vizsgálatok azt mutatják, hogy az anomáliák felezőpontjához tartozó mélységek adják a réteghatárokat. Itt mindenesetre figyelembe kell venni azt, hogy a szonda időállandója meghatározza a megengedhető legnagyobb vontatási sebességet, mellyel még torzulásmentesen regisztrálható a természetes gamma-sugar-görbe.

Irodalmi adatok szerint összefüggés állapítható meg az üledékes kőzetek radioaktivitása és agyagtartalma között (1). Minthogy homokokban és homokkövekben az agyagtartalom az effektív porozitás és per-

meabilitás csökkenésére vezet, azért a rétegek radioaktív gamma-sugárzása fenti paraméterekkel empirikus kapcsolatba hozható.

A radioaktív gamma-sugárzás agyagos homokkal szembeni növekedését mutatja 5. ábránk.



16. ábra. Az abonyi vízkutató fúrás szelvényei

Kvantitatív kiértékelésre alkalmas összefüggés csak földtani tájegységekként adható, ahol föltételezhető, hogy a szennyező agyagok ásványi összetételében jelentős változás nem állt elő. Itt is korrekcióba kell azonban venni a gamma-sugár fúrólukbeli észlelése következtében fellépő számos zavaró tényezőt.

Fentiekben ismertettük a homokos víztárolók réteghatárainak és termelési tulajdonságainak meghatározására szolgáló módszereket.

További kutatásaink több irányban folynak:

1. A neutron-gamma (neutron-neutron) módszer segítségével a száraz homokoknak a víztároló homokoktól való megkülönböztetése,

2. A neutron-gamma módszer segítségével a víztárolók porozitásának meghatározása,

3. Az $F = \frac{R_t}{R_b}$ összefüggés nyújtotta számolási lehetőségek kiaknázása a réteg tulajdonságainak meghatározására.

4. A gamma-gamma módszer nyújtotta kvantitatív vizsgálati lehetőség az alábbi megfontolások alapján:

Egy homokréteg sűrűsége és abszolút porozitása között az alábbi összefüggés állapítható meg:

$$\delta = (1 - \varphi) \delta_{\text{anyag}} + \varphi \cdot \delta_{\text{folyadék}}, \text{ ahol } \delta \text{ a sűrűség jele.}$$

Homokkövek, homokok esetén $\delta_{\text{anyag}} \approx 2,65 \text{ g/cm}^3$ -nek vehető, míg víztelítettség esetén $\delta_{\text{folyadék}} \approx 1 \text{ g/cm}^3$.

δ értékét γ - γ mérésből meghatározva lehetőség adódik a φ értékének meghatározására.

(Irodalmi utalások szerint a módszer csak nagyobb porozítások esetén használható eredményesen; 10–15% porozitáson felül.)

Köszönetünket fejezzük ki Dombai Tibornak, a M. Á. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet igazgatójának a mérési anyag leközlésének engedélyért.

IRODALOM

1. *Dahnov V. N.*: Interpretacija rezultatov geofiziceszkih stb., Gosztop-tehizdat Moszkva, 1955.
2. *Komarov*: Geofiziceszkij metod iszledovánija stb. Gosztoptehizdat Moszkva, 1952.
3. *Doll H. G.*: The SP Log: Theoretical Analysis and Principles of Interpretation. Trans AIME 179, 146 (1948).
4. *Archie G. E.*: The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. Trans AIME 146 54 (1942).
5. *Wyllie M. R. J.*: A Quantitative Analysis of Electrochemical Component of the SP Curve. Trans AIME 186 17.
6. *Wyllie M. R. J.*: The Fundamentals of Electric Log Interpretation. 2. Edition. Academic Press Inc. Publishers. New York, 1957.
7. *Barlai Z.*: Olajkutató fúrások elektromos szelvényezésének kiértékelési problémái. Kézirat. Felsőoktatási Jegyzetellátó V. Bpest, 1954.
8. *Necsaj A. M.*: Kőzetek litológiai tulajdonságainak meghatározása fúrólukban végzett geofizikai vizsgálatok eredményei alapján (oroszul). Prikladnaja Geofizika Vűp. 11 (1954) P. 3–49. Moszkva, Gosztoptehizdat.
9. *Wayne A. Pryor*: Quality of Groundwater Estimated from Electric Resistivity Logs. (Division of the Illinois State Geological Survey, Urbana 1956. Circular 215).
10. *Russell, W. L.*: The Total Gamma Ray Activity of Sedimentary Rocks as indicated by Geiger-Mueller determinations, Geophysics, V. 9., n. 2. April 1944.
11. *Chombart I. G.*: Reconnaissance et évaluation des formations par diagraphies électriques et nucléaires. Radio-activité naturelle. Rev. Inst. Franc. Pétr. V. 11, n. 11, Novembre 1956.

M. BOD AND G. BÁRDOSSY

A NEW METHOD FOR THE DETERMINATION OF THE REDOX-
POTENTIAL OF SEDIMENTARY ROCKS

A new method is exposed to be used to determine the oxidation-state of rocks. The method provides characteristic and reproduceable data for the samples.

ÚJ MÓDSZER AZ ÜLEDÉKES KÖZETEK REDOX VISZONYAINAK
MEGHATÁROZÁSÁRA*

BOD MAGDOLNA ÉS BÁRDOSSY GYÖRGY

BEVEZETÉS

A kőzetek oxidációs viszonyait legpontosabban a redoxpotenciál jellemzi. Különösen a 40-es évek óta számos kutató foglalkozik ennek vizsgálatával. Több elméleti jellegű munka és számítás készült (5, 6, 9). Ezek alapján nagyjából megismertük az elemek és főbb ásványok redoxstabilitási tartományait. Néhány kutató az egész üledékközzettani rendszer alapjául vette a redoxpotenciált (*Scserbina, Pusztovarov, Krumbein és Garrels*). Magyar vonatkozásban Szádeczky—Kardoss E. mutatott rá először a redoxpotenciál fontosságára az üledéköldtanban (1952. Elnöki székfoglaló Földt. Társ.).

Az elméleti munka mellett a gyakorlati méréseknél igen nehéz volt az előrehaladás. Ezen a téren a szovjet kutatók végezték a legnagyobb munkát. (Szokolova, Itkina, Krjukov, Dachnov.) Különböző módszereket dolgoztak ki a redoxpotenciál mérésére, azonban megnyugtató, minden szempontból kielégítő eredményre még nem jutottak.

Célunk egyrészt a jelenleg legkorszerűbbnek tekinthető szovjet mérési eljárás hazai bevezetése, másrészt az alább ismertetendő elvi megfontolások és kísérleti mérések alapján egy új tökéletesebb módszer kidolgozása volt.

Redox-folyamatok alapelvei

Redox-rendszerben az elektródpotenciált valamely reverzibilis oxidációs-redukciós folyamat egyensúlya szabja meg. A redoxrendszer elektródpotenciálját az oxidált és redukált forma aktivitásainak aránya adja *Nernst* egyenlete értelmében:

$$E = E_0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{ox}{red}$$

* A kézirat 1959. január 17-én érkezett.

ahol $\frac{ox}{red}$ = az oxidált és redukált forma aktivitásainak viszonya

n = az egy mol redukált alak oxidálásához szükséges Faraday-k száma

E_j = a redoxrendszer normálpotenciálja, vagyis a redoxpotenciál értéke (ox) = (red) viszony esetén.

R = az egyetemes gázállandó = $1,98 \frac{\text{cal}}{\text{mol} \cdot \text{K}^\circ}$

T = az abszolút hőmérséklet K° -okban mérve

F = 96 500 coulomb.

A redoxrendszer potenciáljának mérésére Pt vagy Au elektródot használunk.

A 25°C -on mért redoxpotenciál a rendszer standard potenciálja.

A Nernst-formula alapján nyilvánvaló, hogy ugyanannak a redoxrendszernek a potenciálja annál pozitívabb, minél nagyobb az oxidált alak koncentrációja a redukáltéhoz képest. A redox normálpotenciál pedig alkalmas a különböző rendszerek redukáló, ill. oxidáló képességének jellemzésére: minél negatívabb, annál erősebben redukál a rendszer, minél pozitívabb, annál erősebben oxidál azonos koncentrációviszonyok mellett (I. táblázat).

Alább közöljük néhány redoxrendszer redox folyamatát és azok redox normál potenciálját (25°-on):

I. táblázat

Sorszám	Oxidált forma	Redukált forma	Redox folyamat				Redox normál potenciál, V
1.	Ti^{4+}	Ti^{3+}	TiO^{2+}	$+ 2 \text{H}^+$	$+ \Theta \rightleftharpoons \text{Ti}^{3+}$	$+ \text{H}_2\text{O}$	$-0,04 \text{ V}$
2.	H^+	$\frac{1}{2} \text{H}_2$	2H^+	$+ 2 \Theta$	$\rightleftharpoons \text{H}_2$		$0,00 \text{ V}$
3.	V^{5+}	V^{3+}	VO^{2+}	$+ 2 \text{H}^+$	$+ \Theta \rightleftharpoons \text{V}^{3+}$	$+ \text{H}_2\text{O}$	$+0,31 \text{ V}$
4.	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Fe^{3+}	$+ \Theta$	$\rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}$		$+0,77 \text{ V}$
5.	$\frac{1}{2} \text{O}_2$	O^{2-}	$\frac{1}{2} \text{O}_2$	$+ 2 \text{H}^+$	$+ 2\Theta \rightleftharpoons \text{H}_2\text{O}$		$+1,23 \text{ V}$
6.	MnO_2	Mn^{2+}	MnO_2	$+ 4 \text{H}^+$	$+ 2\Theta \rightleftharpoons \text{Mn}^{2+}$	$+ 2 \text{H}_2\text{O}$	$+1,24 \text{ V}$
7.	$\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$	2Cr^{3+}	$\text{Cr}_2\text{O}_7^{--}$	$+ 14 \text{H}^+$	$+ 6\Theta \rightleftharpoons 2\text{Cr}^{3+}$	$+ 7 \text{H}_2\text{O}$	$+1,36 \text{ V}$
8.	KMnO_4	Mn^{2+}	MnO_4^-	$+ 8 \text{H}^+$	$+ 5\Theta \rightleftharpoons \text{Mn}^{2+}$	$+ 4 \text{H}_2\text{O}$	$+1,52 \text{ V}$
9.	KMnO_4	MnO_2	MnO_4^-	$+ 4 \text{H}^+$	$+ 3\Theta \rightleftharpoons \text{MnO}_2$	$+ 2 \text{H}_2\text{O}$	$+1,67 \text{ V}$ (lúgos közeg)
10.	$\text{Fe}(\text{OH})_3$	$\text{Fe}(\text{OH})_2$					$-0,65 \text{ V}$
11.	V^{5+}	V^{3+}					$+0,10 \text{ V}$
12.	U^{6+}	U^{4+}					$+0,41 \text{ V}$

Megjegyzés: 1—8, 25 C°-on és pH = 1-en mért adatok (18)-ból. Táblázatok 1952. 9. lúgos közeg 25 C°-on mért adat (18)-ból. Táblázatok 1952. 10—12. 18 C°-on mért adatok (16)-ból (Szaukov).

Abban az esetben, ha több redoxrendszer van jelen, egyidejűleg együttes oxidáció, ill. redukció következik be.

A redoxpotenciál nagymértékben függ az oldat pH-jától. Az erős oxidálószer savas közegben több vegyertékkel oxidálnak, mint lúgos közegben (lásd I. táblázat 8 és 9 egyenletet).

Elvi megfontolások

Az eddig legtökéletesebbnek tekinthető szovjet mérési módszer (12) szerint a redoxpotenciál mérése a következőképpen történik: A kőzetminta 40—50 g-nyi mennyiségét 0,1 mm szitafinomságra porítják. A kőzetport ezután desztillált vízzel kapilláris felszívás útján természetes nedvességtartalmáig telítik. A desztillált vízből előzőleg forralással eltávolítják az oldott oxigént. Az átnedvesedett kőzetporba platina és kalomel elektródokat helyeznek és mérik a fellépő potenciálkülönbséget, valamint a pH-t. A mérés általában 40 perctől 2 óráig tart, attól függően, hogy a rendszer milyen hamar közelíti meg az egyensúlyi állapotot. Előírás szerint a méréseket addig ismétlik, míg a potenciálváltozás 5 perc alatt 2 mV-nál kisebb nem lesz. Az így kapott utolsó mérési adatot tekintik a kőzet redoxpotenciáljának (Eh). Irodalmi adatok szerint a mérések reprodukálhatók.

Ez a módszer közelítően tájékoztatást tud nyújtani a kőzet oxidációs fokáról, azonban több hibalehetőséget is tartalmaz:

A kőzetekben a pH leginkább 6—8 között mozog. A kőzetben levő változó ionizációs állapotú elemek nagyobb része viszont 6—8 pH-n csak alig vagy egyáltalában nem oldódik és így nem vesz részt a potenciálkülönbség kialakításában. Az is ismeretes, hogy egyes komponensek (pl. szulfátionok) könnyebben oldódnak, mások viszont desztillált vízben szinte teljesen oldhatatlanok. Így a kiadódó potenciálkülönbség elsősorban a jobban oldódó komponensek hatását tükrözi. A mérés rövid ideje alatt pedig nincs lehetőség minden esetben egyensúlyi potenciál kialakulására.

Új módszerünk alap gondolata az, hogy erélyes oxidálószer alkalmazásával a kőzetek inertebb komponenseit is belekényszerítjük a redoxfolyamatba és ezáltal teljesebb képet nyerünk oxidációs állapotukról.

Oxidálószerül kénsavas káliumdikromátot ($K_2Cr_2O_7$) alkalmaztunk. Ez az egyik legerősebb oxidáló szer: redox normál potenciálja 1,36 V.

Nernst képlete értelmében a potenciál (I. táblázat 7. egyenlet)

$$E = E_0 + \frac{0,058}{6} \cdot \log \frac{(Cr_2O_7^{2-})(H^+)^{14}}{(Cr^{3+})^2}$$

A potenciál a pH növekedésével pH-nként $\frac{14}{6} \cdot 58 = 138$ mV-tal csökken.

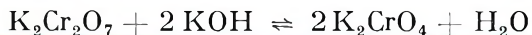
Ezért is szükséges erősen savas közeget (0,1—1 pH-t) alkalmazni a káliumdikromátos oxidációnál.

A kénsavas közegben a káliumdikromát 6 vegyértékkel oxidálja a közetpor alacsony oxidációs fokon levő és negatívabb redox-normál-potenciálú elemeit. A teljes redox-folyamat:



A folyamatban keletkező oxigén azonnal reakcióba lép a közet anyagával. Ez az oxigén nem távozik el az oldatból gáz alakjában, hanem mint diszponibilis oxigén van jelen.

A lúgos közegben viszont következőképpen folyik a reakció:



A reakció folyamán két elektron cserélődik ki, az oxidáció tehát két vegyértékkel megy végbe. Tehát nem csak a pH, hanem az oxidáció jellege miatt is feltétlenül savas közeget kell alkalmazni.

Savanyú közeg alkalmazása nemcsak fizikai-kémiai, hanem geológiai szempontból is fontos. A kőzetekben levő változó vegyértékű elemek ugyanis csak ilyen pH-nál oldódnak jól, kevésbé savanyú és lúgos pH-n pedig gyakorlatilag oldhatatlanok (például: vas, króm, vanádium, mangán).

A fentiek szerint tehát módszerünknel nem a közet redoxpotenciáljának közvetlen észlelésére törekedtünk, hanem a káliumdikromát rendszerben a közetanyag hatására beállt potenciálváltozást figyeltük meg. Ez a változás annál nagyobb, mennél redukáltabb a közetminta. Így a potenciálváltozás mértékéből a közet oxidációs állapotára következtethetünk.

Módszertani kísérletek

Az új eljárás kidolgozása végett módszertani kísérleteket végeztünk a mérések optimális körülményeinek meghatározására és a reprodukálhatóság elérésére.

Nyilvánvaló, hogy a közetanyag annál jobban táródik fel, mennél nagyobb felülettel érintkezik a káliumdikromát oldattal, tehát mennél kisebb a szem nagysága. Ezért nem elégedtünk meg a szovjet módszerrel használt 0,1 mm-es maximális szem nagysággal, hanem a közetanyagot 0,04 mm maximális szem nagyságúra porítottuk. Jelen körülmények között ez a legfinomabb porítás, amit szitafelszerelésünkkel elérhetünk.

Kísérleteink megtervezésekor tekintetbe vettük, hogy egy ilyen bonyolult rendszer egyensúlyának beállása rendkívül hosszadalmas folyamat, azonkívül számos tényező függvénye is. Így pl. a redoxrendszer potenciálja erősen változik az idő függvényében, nagymértékben függ a rendszer pH-jától, az alkalmazott oxidálószer koncentrációjától és az oxidálószer és redukáló anyag arányától is.

Egy igen erősen oxidált és egy igen erősen redukált mintát vettünk módszertani kísérleteink lefolytatásához. Ezzel azt kívántuk megállapítani, hogy ugyanolyan módszerrel vizsgálható-e a redukált és az oxidált közetanyag redoxfolyamata.

A 112. sz. minta az iszkaszentgyörgyi „József” bauxit-telepből származó, szürke, pirites-agyagos bauxit volt. A másik minta 186-os számú és ugyanebből a telepből származott.

Ez egy barnasárga alapszínű bauxit, vörösbarna foltokkal. A minták oxidált, ill. redukált állapotára színük és vasoxidációs fokuk alapján következtettünk: (14).

Minta leírása	Fe_2O_3	FeO	vasoxidációs fok (O_{Fe} érték)
112. sz. szürke bauxit (redukált)	4,16	15,66	0,53
186. sz. tarka bauxit (oxidált)	20,52	0,69	59,4

1. A redoxfolyamat alakulása nagymértékben függ az oxidálószer koncentrációjától. Ezért 0,001, 0,01 és 0,1 normál kénsavas káliumdikromát-oldattal oxidáltuk a kőzetanyagot. Kiindulásképpen mindhárom esetben 100 cm³ oldathoz 1 g kőzetport vettünk. Mind a két kőzetmintában normalitásonként négy párhuzamos mintán végeztük a méréseket (lásd 1a és 1b táblázat). Az említett négy-négy párhuzamos mintán első feladatként az oxidációs-redukációs folyamat időbeli lefolyását vizsgáltuk meg. Feltételezéseink szerint azt az időpontot kell a reprodukálhatóság szempontjából alapul venni, amelynél a redox-reakció lelassul. Feltételezhető ugyanis, hogy az oxidáció t_0 időpontban, azaz a reakció kezdetén nagy sebességgel indul meg, majd bizonyos idő elteltével a tömeghatás törvényének értelmében lelassul és egyenletesebbé válik. Több kutató vizsgálatai szerint a kőzetek redoxrendszereiben a teljes egyensúly beállításához több hétre, esetleg hónapra van szükség (12, 15, 16).

Elvileg a reprodukálható eredményekhez szükséges lenne az egyensúly beálltát megvárni. Ilyen hosszú idő alatt azonban a reakciót befolyásoló paramétereket állandó értéken tartani szinte lehetetlen. Ezért pontosabb eredményeket kapunk, ha az egyensúlyi állapot bevárása helyett a mérést a folyamat lelassulásakor végezzük el. Egyébként az egy hónapig tartó észlelés a módszer gyakorlati alkalmazását már eleve lehetetlenné tette volna.

A kísérlet-sorozathban a négy-négy párhuzamos mintán $t = 0$ óra, 1 óra, 2 óra, 4 óra és 24 óra időpontokban mértük a potenciált. A méréseket EP-1 típusú potenciométerrel végeztük. A műszer érzékenysége $5 \cdot 10^{-5}$ V/skála rész, pontossága pedig $\pm 3-5\%$. Az alkalmazott elektród-pár arany-telített kalomel volt. Minden mérés után egy mintát leszűrünk és nátriumtioszulfáttal megtráztuk. A titrálás megmutatta az oxidáció következtében előállt káliumdikromát fogyást. A mérési eredményekből kiderült, hogy a reakció általában két óra alatt lassul le, mivel a párhuzamos minták t_2 időpontban már jól egyező eredményeket adtak. Feltételezhető tehát, hogy hasonló körülmények között megismételve a mérést ebben az időpontban $\pm 1-2\%$ -on belül reprodukálható értékeket nyerünk (6–10 mV eltérés).

Későbbi méréseinknél továbbra is 5 időpontban (t_0, t_1, t_2, t_3, t_4) észleltünk. t_4 helyett azért mértünk a továbbiakban t_3 időpontban, mert így pontosabban megállapíthatjuk az időegységre eső potenciálváltozást: ΔE redox/1 óra. A mérések egyrészt a folyamat időgörbéjének megszerkesztéséhez szolgáltak alapul, másrészt a folyamat reverzibilis vagy irreverzibilis jellegének megállapítását tették lehetővé.

A titrálás eredményei azt mutatják, hogy az idő függvényében exponenciálisan csökken a dikromátion-koncentráció. Tehát a titrálás adatai alátámasztják a potenciálmérés eredményeit.

Az 1a és 1b táblázatokon közöljük a titrálási eredményeket. Megjegyezzük, hogy a második mintánál azért találunk lényeges különbséget a tioszulfátfogyásokban, mert két különböző faktorú oldattal titráltunk. Ezért a táblázaton feltüntettük a t_0 időponthoz viszonyított relatív fogyásokat is. Azt találjuk, hogy az oxidált mintánál kicsi a relatív tioszulfátfogyás, tehát az időben nem redukálódott sok dikromátion. A redukált mintánál viszont a reakció előrehaladásakor jelentős relatív tioszulfátfogyást észleltünk. Ez azt jelenti, hogy itt sok dikromátion redukálódott. A titrálási eredmények tehát igazolták kiinduló tételünket (lásd 58. oldal).

2. Továbbiakban a redoxrendszer pH-tól való függését vizsgáltuk, mivel elvileg lehetséges, hogy van olyan lúgos pH, melynél az oxidáció folyamata egyenletesebb és esetleg az egyensúlyi állapot is hamarabb áll be. Előző kísérleteinknél kb. 0,1–1 pH-jú közeget alkalmaztunk. Ennél a kísérletsorozatnál viszont 1, 2, 3, 4, 10, 11, 12, 13 pH-jú oldatokat készítettünk. A többi kísérleti körülmény az előzővel megegyezett. A lúgos pH-t káliumhidroxiddal állítottuk be.

A 2a–b táblázat adatai szerint 1 pH-jú közegben legfeljebb 5–10 mV-os eltéréssel ugyanazokat az eredményeket kaptuk, mint az előző kísérletsorozatnál.

A táblázat adatait diagram formájában is ábráztuk („b” diagram). A különböző koncentrációjú oldatok potenciálgörbéi azt mutatják, hogy a lúgos oldalon egyenletesebb a redoxfolyamat, mint a savas oldalon. A savas tartományon belül pedig 1 pH-n nyertük a legnagyobb potenciálértékeket. A különböző koncentrációk görbéi közötti potenciálkülönbségek szintén ezen a pH-n a legjellegzetesebbek. Alapfeltételünk szerint ugyanis a redukált mintákban kell a különböző koncentrációjú oldatok között a legnagyobb potenciálkülönbségeket kapni, az oxidáltakban viszont a legkisebbet. A diagramok azt mutatják, hogy ez a feltétel legjobban az 1 pH-n valósul meg.

Az arany és telített kalomel elektródok között mért potenciálkülönbség iránya 13 pH-n többnyire megváltozik, tehát az Au lesz a negatív, a telített kalomel pedig a pozitív elektród. Ezzel kapcsolatban utalunk „Az üledékes közetek vizsgálati módszerei” című könyv 117. oldalán található 29. ábrára, amely azt bizonyítja, hogy 12 pH felett a platina és telített kalomel elektródpár polaritása megváltozik (12).

3. A következőkben vizsgálatokat végeztünk, miként alakul a redoxfolyamat 100:1, 10:1, 1:1 oldat:közetpor arányok esetén. Ezeket a vizsgálatokat csak 0,01 n, 1 pH-jú $K_2Cr_2O_7$ oldatban végeztük el és a potenciált csak t_2 időponthoz mértük meg (lásd 3. táblázat és „c” diagram).

Eredményül azt kaptuk, hogy:

a) Mindkét mintában a közetanyag mennyiségének növekedésével csökken a mért potenciál és nő a rendszer pH-ja.

b) A redukált minta: kénsavas $K_2Cr_2O_7$ redoxrendszer a súlyarány egy-egy nagyságrendi növelésével nagymértékben és nem egyenletesen csökkenti a potenciálját és növeli a pH-ját.

c) Az oxidált minta: kénsavas $K_2Cr_2O_7$ redoxrendszer a súlyarány egy-egy nagyságrendi növelésével lineárisan csökkenti potenciálját és növeli pH-ját.

A diagramon nem a mért potenciál értékeket (3. táblázat adatai), hanem azok különbségeit ábrázoltuk. A ΔmV potenciálkülönbségeket az 1:1 súlyarány potenciál értékéhez viszonyítva számoltuk ki. A diagramból kitűnik, hogy 100:1 súlyarány esetén kapjuk a legnagyobb ΔmV potenciálkülönbségeket. Ezen felül éppen ennél a súlyaránynál a legnagyobb az oxidált és a redukált minta közötti potenciál változás mértéke. Mérési módszerünk egyik fő célja az oxidált és redukált kőzetminták közötti különbség kimutatása. Ebből a szempontból is helyes tehát, ha 100:1 súlyarányral dolgozunk. Azért is leghelyesebb 100:1 oldatközetpor arányt használni, mert ebben az esetben az oxidálószer túlsúlya miatt nem kell tartani az oldat mennyiségének ugrásszerű fogyásától. A kőzet nedvfelszívása miatt egyébként az oldat térfogatcsökkenése jelentős lehet. Ezenkívül ez a súlyarány biztosítja a pH állandóságát is.

4. Felvetődött az a gondolat, hogy a rendszer melegítésével (esetleg forralásával) meggyorsíthatjuk az oxidációs folyamatot. Ezáltal az észlelés időtartamát lehetne lerövidíteni. Erre vonatkozóan külön méréseket végeztünk:

Mindkét mintánál 100:1-es súlyarányú 0,01 n, 1 pH-jú kénsavas káliumdikromát:közetpor redoxrendszer potenciálváltozását vizsgáltuk a forralási idő függvényében (4. táblázat). A redukált mintánál az oxidáció első fázisa lényegileg már 10 perces forralás után lezajlott, a további nagy potenciálváltozások valószínűleg stabilisabb redukált alkotóelemek oxidációjának eredményei. Az oxidált minta potenciálváltozása csekély. A nagyobb forralási idő utáni potenciálemelkedés valószínűleg az oldat koncentráció növekedésének következménye.

Jól látható ez a „d” jelzésű diagramon, melyre a mért potenciálértékeket a forralási idő függvényében vittük fel. A görbék törései és irányváltoztatásai azt mutatják, hogy a forralás eredményeképpen olyan bonyolult kémiai folyamatok játszódnak le, melyek a rendszer potenciálját lényegesen befolyásolják. Ezeknek a folyamatoknak a jellegét nem ismerjük. Ezért a forralás az amúgy is bonyolult redox-folyamatot egy újabb ismeretlen tényezővel még bizonytalanabbá teszi. Helyesebbnek láttuk tehát, ha az eredmények megbízhatóságának megőrzése érdekében lemondunk a forralás okozta időnyereségről és megmaradunk az eredeti kísérleti körülmények között.

5. Oldatainkat desztillált vízben készítettük, amely még jelentős oldott oxigént tartalmaz. Ennek oxidációt gyorsító szerepet tulajdonítottunk. Ennek megállapítására külön kísérletsorozatot végeztünk (5. táblázat). A káliumdikromát oldat elkészítéséhez ezúttal oxigén mentesített — azaz 1 óra hosszat forralt-desztillált vizet használtunk. Azt tapasztaltuk, hogy ugyanazokat a potenciálértékeket, amelyeket

előző kísérleteknél 2 órai oxidáció után nyertünk, jelen körülmények között csak 10 órai oxidáció után kaptuk meg.

6. További fontos kérdés a mérés módszerét illetően az, hogy szuszpenzióban vagy a leülepedett rétegben mérjük-e? Ezért a következő kísérletet végeztük el: Vettünk két 100 cm³-es menzurát, 0,01n K₂Cr₂O₇, 1 pH-jú oldatát helyeztük el bennük, majd az egyikbe az oxidált, a másikba a redukált közetpor 1 g-ját tettük. Két órai oxidáció után a menzurában felülről lefelé haladva, megmértük az oldat potenciálváltozását. Azt tapasztaltuk, hogy a leülepedett anyag felé haladva, a potenciál ugrásszerűen leesik. Legkisebb potenciálértéket magában az üledékben észleltünk.

A fentiek szemléltetésére a 6. táblázat adatai alapján az „e” jelzésű diagramot szerkesztettük meg. Az x tengelyre a folyadékoszlop magasságát, az y tengelyre pedig a különböző magasságokban mért potenciálértékeket vittük fel. Sávozással jelöltük az edény talpára leülepedett anyag vastagságát. A diagramból kitűnik, hogy a redukált minta esetében a mélységtől függően jóval nagyobb a potenciál változása, mint az oxidált mintában. Különösen a leülepedett anyag és szuszpenzió határán nagy a potenciál csökkenése. E jelenség okát következőképpen értelmezhetjük: a szuszpenzióban lefelé haladva, egyre inkább növekszik azoknak a komponenseknek a koncentrációja, melyek az oxidációs folyamat során a közetből kioldódtak és a káliumdikromát hatására oxidálódtak. Természetesen ezzel párhuzamosan kell csökkennie a káliumdikromát koncentrációjának is. Bizonyítja ezt az a megfigyelésünk is, hogy a folyadékoszlop alsó részén a káliumdikromát fokozatosan elszíntelenedett és közvetlenül az üledék felett teljesen színtelenné vált.

Következésképpen a szuszpenzió egy olyan redoxrendszert alkot, melyben a káliumdikromát mellett a közetnek csak bizonyos komponensei (mégpedig a kioldott, oxidált komponensek) vannak jelen. Nyilvánvaló, hogy ennek nagyobb lesz a potenciálja, mint az üledéknek, akár az oxidált, akár a redukált mintáról van szó.

Ezzel kapcsolatban megemlítjük, hogy a lassan leülepedő finom diszperz eloszlású redukált minta a leülepedés után a következő elrendezést mutatta:

Legalul az anyag szürke színű volt és ez felfelé fokozatosan rózsaszínűbe ment át. A minta felszíne már teljesen rózsaszínű volt.

Ez a fenti fejtegetéseinkkel teljesen összhangban áll, mert a redukált vasvegyületek, melyek a mintában nagyobb mennyiségben voltak jelen, általában szürke színűek, az oxidáltak viszont vörösek.

A mérés eredményei azt mutatják, hogy az oxidált és redukált minta üledékében mért potenciálkülönbség (130 mV, „e” diagram) megegyezik a két mintának a koncentráció függvényében kapott potenciálkülönbségével (120 mV, „a” diagram). Ez szinte tökéletes egyezését jelenti a teljesen különböző utakon nyert adatoknak, ami a módszer helyességét bizonyítja.

Mint már említettük, kísérleti méréseinket telített kalomel és arany-elektróddal végeztük, később sorozat-méréseinknél platina: telített-

kalomel elektródparra tértünk át. Azt tapasztaltuk, hogy pontosabb eredményeket kapunk, ha méréseinket mindig ugyanazzal az elektród-párral végezzük. A táblázatokban közölt mérési adatok szórása nagyrészt annak a következménye, hogy a párhuzamos mintákat más-más aranyelektroddal mértük.

A sorozat-méréseknél azt is tapasztaltuk, hogy az egymásután mért párhuzamos mintákban 5–10 mV-tal nőtt a potenciál. Ezt véleményünk szerint a telített kalomel elektród és az oldat közt fellépő diffúziós potenciál okozza. Kiküszöbölésére minden észlelés után kicseréljük az elektródban a telített KCl oldatot. Így sikerült is a mérési eredményeket pontosabbá tenni. Ezzel kapcsolatban megjegyezzük, hogy a szovjet rendszerű méréseknél nagy hibalehetőség származik abból, hogy a kalomel elektród a mérés alatt 1–2 óra hosszat van a mintában. Ez idő alatt jelentős diffúzió lép fel az elektród KCl oldata és a közetanyagot átitató desztillált víz között. Ennek következtében diffúziós potenciál alakul ki, mely a mérési eredményeket számottevő hibával terhelheti.

Ismeretes, hogy a karbonátos közetek elfogyasztják a kénsavat, miközben Ca, ill. Mg szulfáttá bontódnak le. Ezért a 100 cm³ káliumdikromát oldat meg savanyítását 1 cm³ 48%-os H₂SO₄-oldattal végeztük. Számításaink szerint 48%-os H₂SO₄ biztosítja, hogy tiszta karbonátos közet esetén is a lebontás után még 1-es maradjon a pH.

Összegezve, a javasolt vizsgálati módszer a következő:

1. A minta természetes állapotú pH-jának és E_h -jának mérése *J. I. Szokolova* módszere szerint kiforralt desztillált vízzel (12).

2. A redoxfolyamat jellegének tanulmányozása kénsavas káliumdikromát: közetanyag rendszerben.

a) hőmérséklet: 20–25 °C

b) koncentráció: párhuzamosan 0,001, 0,01, 0,1 normalitású K₂Cr₂O₇ oldat

c) észlelési idő: szuszpenzióra t_0 , t_1 , t_2 , t_3 , t_{24} , üledékre t_{24}

d) pH: 0,1–1 között, savanyítás (1 cm³ 48%-os) kénsavval

e) súlyarány: 100 cm³ oldat — 1 g közetpor
üledékben telített nedvességtartalom

f) alkalmazott oldószer: egyszer desztillált víz

g) minden mérés párhuzamosan három mintán történik. Felhasználásra átlaguk kerül. Nagyobb differencia esetén újabb mérést végzünk.

h) közvetlenül minden mérés előtt a szuszpenziót felkeverjük. Ezáltal biztosítjuk az előzőekben említett mélység szerinti potenciál-eltérések kiegyenlítődését.

Kiértékelés és felhasználás

Míg az eddigi mérési eljárásoknál a közet oxidációs viszonyait egyetlen mérési adattal jellemezték, addig az általunk kidolgozott új módszerrel az egész redoxfolyamat jellegét tanulmányozhatjuk. Ez a kísérleti körülmények megválasztásán kívül a másik döntő különbség az eddigi módszerek és a mi módszerünk között.

A szovjet módszer adatainak kiértékelésekor az eredményeket koordináta-rendszerben ábrázolják úgy, hogy az x tengelyre a pH, az y tengelyre az E_h értékek kerülnek. Ily módon az egyes közetekre, vagy közetkifejlődésekre jellemző mezők alakulnak ki. Ezek a mezők azonban részben fedik egymást, ami csökkenti a kiértékelés lehetőségét.

A mi módszerünk szerint nyert adatok kiértékelésekor kétféle jelleggörbét szerkesztünk. Az egyiket „koncentráció-görbének”, a másikat „időgörbének” neveztük el. A görbék a szuszpenzióban mért értékekre vonatkoznak.

A koncentrációgörbéknél az x tengelyre kerülnek a kénsavas kálium-dikromát oldat normalitásai, az y tengelyre pedig a három párhuzamos mintában mért ΔmV potenciál-különbségek átlagai. Módszertani kísérleteink során a koncentrációgörbét az 1a és 1b táblázatok adatai alapján szerkesztettük meg (lásd „a” diagram). A diagram szerkesztési alapjául azokat az időpontokat választottuk, amelyeknél a párhuzamos minták értékei a legkevésbé tértek el egymástól. Az „a” diagram esetében ezek:

1/1000	n oldatnál	1 óra
1/100	n oldatnál	2 óra
1/10	n oldatnál	1 óra voltak.

A potenciálkülönbség kiszámításakor az 1/1000 n oldatban mért értékeket 0-nak vettük. A századnormál és tizednormál értékekhez képest kiadódó potenciálkülönbségeket a következő képlet segítségével számítottuk ki:

$$\begin{aligned}\Delta mV_1 &= mV_{n/100} - mV_{n/1000} \\ \Delta mV_2 &= mV_{n/10} - mV_{n/1000}\end{aligned}$$

A későbbi sorozatmérések tapasztalatai azt mutatják, hogy a koncentrációgörbéket célszerű minden egyes időpontra, azaz 1, 2, 3 és 24 órára is megszerkeszteni. Ezek közül a legjellemzőbbeknek a 2 és 24 órás görbék bizonyultak. Minden egyes görbét a párhuzamos minták átlagértékei alapján számoltuk ki, hogy az észlelési hibát minél jobban lecsökkentsük.

A kísérleti minták koncentrációgörbéin azt láthatjuk, hogy az oxidált minta (186 sz.) ΔmV_1 potenciálkülönbsége jóval kisebb, mint a redukált mintáé (112 sz.). Másszóval az oxidált minta görbéinek első szakasza (ezred- és századnormál között) jóval laposabb, mint a redukált mintáé. Későbbi sorozatméréseinknél is az oxidált minták laposabb, a redukált minták meredekebb görbéket adtak. Ezért a ΔmV_1 potenciálkülönbséget a minta oxidációs állapotát kifejező számértéknek tekinthetjük.

Ezt a tapasztalati ténytet elméletileg a következőképpen indokolhatjuk meg: A normál ezred oldatban a közetanyag viszonylag jóval nagyobb kromáción koncentráció változást okoz, mint az 1/100 n és az 1/10 n oldatban, a tízszeres, ill. százszoros a koncentrációkülönbség miatt. Ha ugyanis a közetminta az 1/1000 n oldat kromát ionjainak 50%-át redukálja, akkor az az 1/100 n oldatban 5%, az 1/10 n oldatban pedig csak 0,5% fogyásnak felel meg. Tehát a közet redukáló hatására az 1/1000 normál oldat a legérzékenyebb. Ebből az következik, hogy az 1/1000 n és az

1/100 n oldatok potenciálértékei annál inkább el fognak térni egymástól, minél erősebb volt a közet redukáló hatása. Ha a potenciálok ΔmV_1 potenciálkülönbségét kiszámítjuk, akkor ez a számadat a közetanyag oxidációs állapotát fogja kifejezni. Oxidált mintáknál kicsi lesz, redukáltaknál nagy.

A koncentrációgörbe második szakasza, azaz a század és tized normál koncentráció közötti rész a minták oxidációs stabilitását fejezi ki. Minél meredekebb ez a görbeszakasz, azaz minél nagyobb a két koncentráció között a potenciálkülönbség, annál instabilisabb oxidációs szempontból a minta. Ennek elméleti indokolása a következő: a tizednormál oldat tízszeres ion aktivitása miatt a közet olyan komponenseit is oxidálni tudja, melyek a századnormál oldattal az adott észlelési időpontban még nem léptek reakcióba.

Az időgörbék megszerkesztésekor az x tengelyre kerülnek a különböző mérési időpontok, tehát t_0 , t_1 , t_2 , t_3 és t_{24} , az y tengelyre pedig a ΔmV potenciálkülönbségek. Ezeket az alábbi képletek segítségével számoljuk ki:

$$\Delta mV_{t_1} = mV_{t_0} - mV_1$$

$$\Delta mV_{t_2} = mV_{t_0} - mV_{t_2}$$

$$\Delta mV_{t_3} = mV_{t_0} - mV_3$$

$$\Delta mV_{t_{24}} = mV_{t_0} - mV_{t_{24}}$$

Ezeket az értékeket az $n/1000$, $n/100$ és az $n/10$ koncentrációjú oldatokra külön-külön számoljuk ki. A koncentrációgörbékhez hasonlóan itt is a párhuzamosan mért minták átlagértékeivel számolunk. A diagramon így három görbét tüntetünk fel. Ezek közül az $n/1000$ görbe a legjellemzőbb, mert amint már előbb említettük, ez a legérzékenyebb a redox-folyamatban beállott változásokra. Példaként a 2. ábrán egy oxidált és egy redukált közetminta görbéjét mutatjuk be (ox. mészkő és red. homokkő).

A görbék lefutásából a redoxfolyamat jellegét: reverzibilitását, ill. irreverzibilitását állapíthatjuk meg. Irreverzibilis folyamatoknál a potenciálváltozás egyenletesen történik: végig csökken vagy nő. Reverzibilis folyamatoknál a különböző időpontokban megváltozik a redoxfolyamat jellege: ΔmV potenciálkülönbség kezdeti növekedését csökkenés, esetleg később újabb növekedés követheti. A reverzibilitás mértékét az időgörbék minimális és maximális ΔmV_3 értékeinek különbségével jellemezzük:

$$\Delta mV_3 = \Delta mV_{\max} - \Delta mV_{\min}.$$

Ezenfelül a görbék lefutásának sajátosságai lehetőséget nyújtanak az azonos közetkifejlődések felismerésére, összehasonlítására. Főleg egy közetfajtán belül alkalmas a módszer finom különbségek kimutatására.

Az elmondottakat összefoglalva, az új módszerünkkel a következőket tudjuk meghatározni:

1. A közetminta oxidációs állapotát. Hangsúlyozzuk, hogy a mért potenciál nem egyenlő a közet *redox-potenciáljával*, ami egy gyakorlatilag el nem érhető, elméleti jellegű érték.

2. A közetminta oxidációs stabilitását.

3. A közetminta redox folyamatának jellegét: ezen belül a folyamat reverzibilitását, ill. irreverzibilitását.

Sorozatmérések megindítása esetén javasoljuk a szovjet módszer egyidejű alkalmazását is, egyrészt azért, hogy nemzetközileg összehasonlítható adatokhoz jussunk, másrészt azért, mert ezek az adatok a földtani kiértékelésnél szintén hasznosan alkalmazhatók.

Az új módszer gyakorlati felhasználhatóságát röviden a következőkben lehet összefoglalni:

1. A módszer bármely közettípusra egyaránt alkalmas.

2. A közet oxidáltsági állapotának és oxidációs-redukciós stabilitásának megismerését teszi lehetővé, ami a genetikai és fácies-viszonyok felderítése szempontjából elsőrendű fontosságú. Különösen nagy előnye az eddigi mérési módszerekkel szemben, hogy a kőzetek redox folyamatainak jellegét is meghatározza.

3. Különböző geokémiai folyamatok okának felderítéséhez korrelációs alapot nyújt.

4. Lehetőséget ad egyébként nem tagolható és nem korrelálható rétegsorok tagjainak megkülönböztetésére és azonosítására (telepozíció).

5. Lehetőséget nyújt bányaheli vízbetörések esetén a karsztvíz és a leszivárgó (fedővíz) víz megkülönböztetésére.

6. A különböző közettípusokon végzett oxidációs mérések adatai (ha azok megfelelő számban felgyűltek) lehetővé teszik egy olyan természetes közetrendszer kialakítását, mely a kőzetek oxidációs sajátosságait is megfelelő mértékben figyelembe veszi. Ez természetesen a távolabbi jövő feladata.

A kísérleteket a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Elektromos Osztályán és a Magyar Állami Földtani Intézet Üledék-közzettani Laboratóriumában végeztük.

I R O D A L O M

1. Charlot G.: Théorie et méthode nouvelle d'analyse qualitative. Paris, 1949.

2. Dahnov V. N.: Latšova M. G. és Rjapolov V. A.:

Füröltyükak vizsgálata gerjesztett potenciál módszerrel. pp. 48.

„Promüszlovaja geofizika” Gosztoptyechnizdat. 1952.

3. Erdey-Gruz T. és Schay G.: Elméleti fizikai-kémia. 1954.

4. Erkel A. és Bod M.: A gerjesztett potenciál mérések eredményeinek kiértékelése, tekintettel a laboratóriumi közetvizsgálatokra. (Geofizikai Közlemények. V. 1. sz. 1956.)

5. Huber N. K. and Garrels R. M.: Relation of pH and oxidation potential to sedimentary iron mineral formation. (Econ. Geology Vol. 48. 1953.)

6. Huber N. K.: The environmental control of sedimentary iron minerals. (Economic Geology. Vol. 53. N° 2. 1958.)

7. *Ilkina E. Sz.*: Metogiyika opregyeleniyija okiszlityeljno vossztanorityeljno potentsiala v porodach.
(Tr. Inszt. Nyeftyi Ak. Nauk. SzSzSzR. 1952.)
8. *Krjukov P. Á.*: Elektrohimičeszkije matogu isszledovanyija pocsv.
(Izd. Ak. Nauk S SzSzR. t. 4. vüp. 2. 1947.)
9. *Krumbein W. C. and Garrels R. M.*: Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials (Journal of Geol. Vol. 56. 1948.)
10. *Lahmer W. M.*: The oxidation states of the elements and their potentials in aqueous solutions.
New-York 1953.
11. *Pusztovalov L. V.*: Petrografija oszadocsnüh porod.
Moszkva 1940.
12. *Pusztovalov L. V. és Szokolova E. I.*: Metodü opregyeleniyija pH i Eh v oszadocsnüh porodach („Metodü izucsenyija oszadocsnüh porod” Goszgeol-tyechizdat 1957.)
13. *Scserbina V. V.*: Okiszlityelno-vosztanovityelnüe potentsiali v primenyijii k izucsenyiju paragenézisza minyerálov.
(Dokl. Ak. Nauk. SzSzSzR. T. 22. N° 8. 1939.)
14. *Szádeczky – Kardoss E.*: Újabb irányzatok az üledékes kőzetek rendszerezésében.
(Földtani Közlöny. 1952.)
15. *Szádeczky – Kardoss E.*: Geokémia 1955.
16. *Szaukov A. A.*: Geohimija. Moszkva. 1950.
17. *Szerdobolszkij I. P.*: Okiszlityelno-vosztanovityelnüj potenciálj pocsvogruntov (Eh)
(Izd. Ak. Nauk. SzS: SzR. 1953.)
18. Táblázatok a mennyiségi kémiai elemzési adatokhoz. Budapest. 1952.

1a táblázat

112. sz. „redukált” minta
(pH = 1)

Kísérlet a redoxi folyamat időbeli lefolyásának megállapítására

	0,001 normál oldat mV	0,01 normál oldat mV	0,1 normál oldat mV	Titrálási eredmények kezdeti $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$ fogyás 15 cm ³ oldatra: 0,3 3,1 31,5 cm ³ volt.		
t_0 időpont	— — — — —	520 540 550 560	605 605 602 601	0,001 normál	0,01 normál	0,1 normál
t_1 időpont	395 300 395 370	530 570 570 550	610 610 630 620	o l d a t		
t_2 időpont	— 370 415 500	— 560 560 560	— 600 610 625	0,3 cm ³	2,7 cm ³	27,5 cm ³
t_4 időpont	— — 405 320	— — 560 575	— — 575 610	0,2 cm ³	2,4 cm ³	25,3 cm ³
t_{24} időpont	— — — 440	— — — 590	— — — 578	0,3 cm ³	2,4 cm ³	24,6 cm ³
				0,4 cm ³	1,6 cm ³	21,6 cm ³
				t_0 -hoz viszonyított relatív fogyás		
				0 cm ³	0,4 cm ³	4,0 cm ³
				0,1 cm ³	0,7 cm ³	6,2 cm ³
				0 cm ³	0,7 cm ³	6,9 cm ³
				0,1 cm ³	1,5 cm ³	9,9 cm ³

1b táblázat

186. sz. „oxidált” minta
(pH = 1)

Kísérlet a redoxi folyamat időbeli lefolyásának megállapítására

	0,001 normál oldat mV	0,01 normál oldat mV	0,1 normál oldat mV	Titrálási eredmények kezdeti $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$ fogyás 15 cm ³ oldatra: 0,1 1,4 12,2 cm ³		
t_0 időpont	450 540 530 520	580 560 550 570	620 625 625 628	0,001 normál	0,01 normál	0,1 normál
t_1 időpont	465 515 520 555	585 610 620 615	585 615 625 635	o l d a t		
t_2 időpont	— 500 520 540	— 605 610 625	— 605 625 685	0,1 cm ³	1,3 cm ³	10,8 cm ³
t_4 időpont	— — 515 530	— — 600 615	— — 730 720	0,1	1,4	10,6
t_{24} időpont	— — — 530	— — — 670	— — — 700	0,1	1,4	10,9
				0,1	1,4	11,4
				t_0 -hoz viszonyított relatív fogyás		
				0 cm ³	0,1 cm ³	1,4 cm ³
				0	0	1,6
				0	0	1,3
				0	0	0,8

2a táblázat
112. sz. „redukált” minta

Kísérlet a pH-hatás megállapítására

→ Kalomel + Au^- ← Kalomel — Au^+

	1 pH mV	2 pH mV	3 pH mV	4 pH mV	10 pH mV	11 pH mV	12 pH mV	13 pH mV
1/1000 normál oldat								
t_0 időpont	375	310	215	130	230	165	70	145 →
t_1 időpont	365	332,5	315	220	380	360	280	210 →
1/100 normál oldat								
t_0 időpont	585	495	410	340	320	310	40	130 →
t_2 időpont	560	455	382,5	350	375	335	105	55 →
1/10 normál oldat								
t_0 időpont	740	685	520	465	350	320	200	70 →
t_1 időpont	610	530	455	440	510	490	410	← 160 $t_{1,5}$ 130

2b táblázat
186. sz. „oxidált” minta

Kísérlet a pH-hatás megállapítására

→ Kalomel + Au^- ← Kalomel — Au^+

	1 pH mV	2 pH mV	3 pH mV	4 pH mV	10 pH mV	11 pH mV	12 pH mV	13 pH mV
1/1000 normál oldat								
t_1 időpont	560	437,5	337,5	235	135	32,5	—	5 →
t_1 időpont	570	440	360	250	90	50	5	25 →
1/100 normál oldat								
t_0 időpont	570	465	375	265	230	205	50	15 →
t_2 időpont	610	510	410	235	480	470	130	← 60 $t_{1,8}$ 10 →
1/10 normál oldat								
t_0 időpont	615	520	420	345	320	280	227,5	0
t_1 időpont	605	530	415	305	290	260	205	← 4 t_3 perc 3 →

3. táblázat

Kísérlet a megfelelő súlyarány megállapítására

(pH = 1; $t = 2$ óra; $c = n/100$ oldat)

112 „redukált” minta

186 „oxidált” minta

1 g anyag 100 cm ³ oldat arány = 1:100 mV	1 g anyag 10 cm ³ oldat arány = 1:10 mV	10 g anyag 10 cm ³ oldat arány = 1:1 mV	1 g anyag 100 cm ³ oldat arány = 1:100 mV	1 g anyag 10 cm ³ oldat arány = 1:10 mV	10 g anyag 10 cm ³ oldat arány = 1:1 mV
t_0 585	545	350	570	550	530
t_2 560	420	330	605	530	460
pH marad 1	pH változik 1–1,5	pH = 2	pH marad 1	pH = 1	pH = 3–3,5

4. táblázat

Kísérlet a forralás hatásának megállapítására

(1/100 normál oldatban) pH = 1

„Redukált” minta 112 mV		„Oxidált” minta 186 mV
t_1 perc	590–605	—
t_2 perc	460	580
$t_{2,0}$ perc	485	580
$t_{2,5}$ perc	390	630
$t_{3,0}$ perc	325	655

5. táblázat

Kísérlet oxigén-mentesített oldattal

(kétszer desztillált vízzel)

(pH = 1; 1/100 normál oldat)

Súlyarány = 1 g anyag: 100 cm³ oldatMérési időpont = t

112 „redukált” minta mV		186 „oxi- dált” minta mV
t_0	550	590
t_2 óra	610	610
$t_{2,5}$ óra	585	590
$t_{3,0}$ óra	560	600
t_{24} óra	625	640

6. táblázat

Kísérletek a folyadékoszlop magasságától függő potenciál változások meghatározására

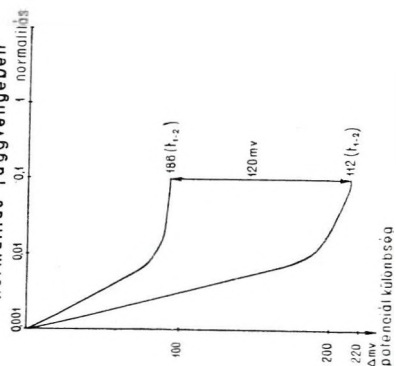
(1/100 normál oldat; pH = 1, t = 2 óra; súlyarány 1:100)

(Folyadékoszlop teljes magassága 20 cm)

Mérés magassága az edény talpa felett (cm)	Mért potenciálok mV-ban	
	112. sz. redu- kált minta mV	186. sz. oxi- dált minta mV
16 (szuszpenzió)	610	
13 „		250
10 „	595	
8 „		250
7 „	255	
3 „	150	
1 „		255
0 (üledék)	65	195

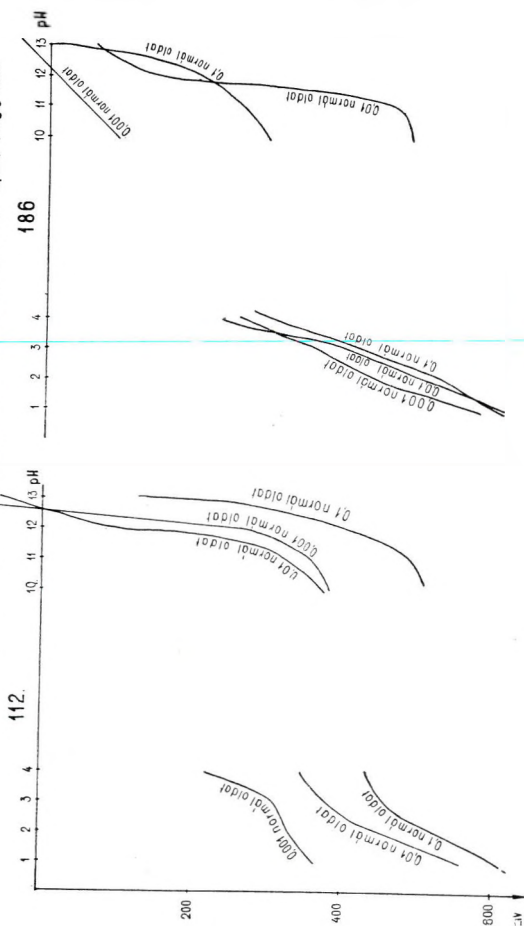
a. diagram.

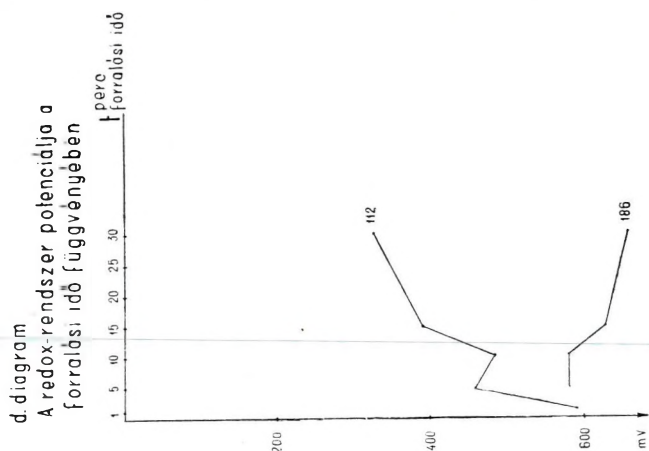
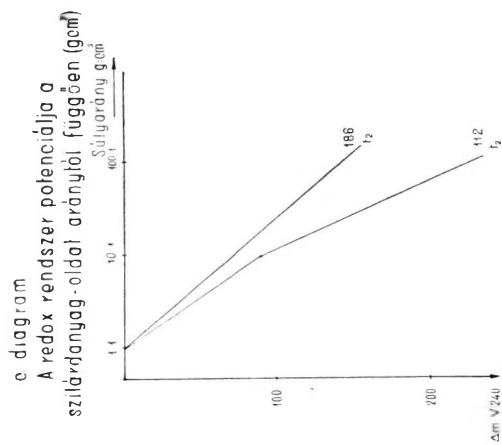
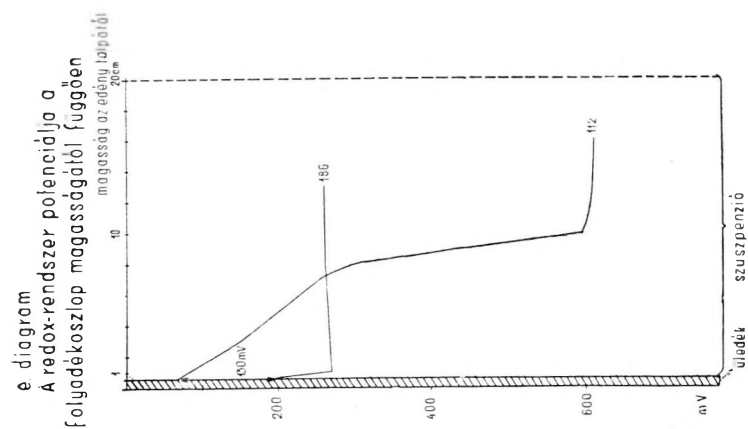
Redox-rendszer potenciálja a normalitás függvényében

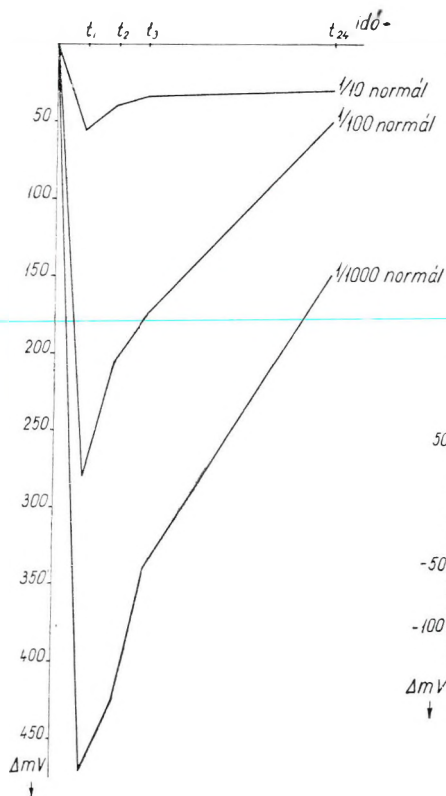


b. diagram

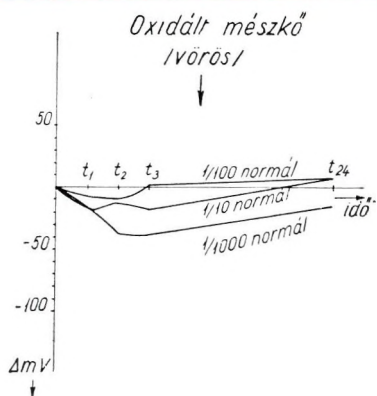
A redox-rendszer potenciálja a hidrogénion koncentrációtól (pH) függően.







Redukált homokkő
/szürke/



Oxidált mészkő
/vörös/

M. PÉCSI

AUSMASSE QUARTÄRER TEKTONISCHER BEWEGUNGEN IM UNGARISCHEN ABSCHNITT DES DONAUTALES

Die Höhenabweichungen der untereinander identifizierten Donau-Terrassen stammen von dem Quartär (s. Fig. 1 und 2). Man kann annehmen und mit einer grossen Anzahl von Daten belegen, dass diese Höhenabweichungen eine Folge junger Krustenbewegungen sind. Im Pleistozän hob sich das Mittelgebirge etwa 200—250 Meter gegenüber der heutigen Bettlinie der Donau, das Mittelgebiet der Kleinen Tiefebene dagegen erlitt eine Senkung von nahe 200 M. Im mittleren Teile des Gebietes zwischen der Donau und Theiss beträgt die quartäre Senkung 150—200 M., im südlichen 250—450 M., in der Gegend jenseits der Theiss aber ist sie noch grösser und kommt in die Nähe von 1000 M.

Aus der von uns angenommenen Verknüpfung der Terrassen und des Flussgeschiebes kann der Ort, das Ausmass und auch der angenäherte Zeitpunkt der Bewegungen festgestellt werden. Weiter kann man daraus erschen, dass gewisse uralte Brüche im Quartär und sogar seitdem, in unseren Tagen immer wieder belebt werden; diese können als Brutstätten von Erdbeben wirken.

A NEGYEDKORI TEKTONIKUS MOZGÁSOK MÉRTÉKE A DUNAVÖLGY MAGYARORSZÁGI SZAKASZÁN*

PÉCSI MÁRTON

A fiatal kéregmozgások felszínalakító szerepével az utóbbi évtizedben egyre több tanulmány foglalkozik. Ezek mindegyike adatrögzítésre és mennyiségi megismerésre, értékelésre törekszik. E tanulmány is hasonló célkitűzésű: geomorfológiai módszerrel észlelhető fiatal mozgások felszínformáló szerepét mutatja be.

A Duna-völgy hazai szakaszán végzett teraszmorfológiai kutatások eredményei alapján a holocén és pleisztocén kéregmozgások ritmusai és mértéke megközelítő pontossággal, abszolút számokkal is megadható.

A fiatal mozgások felszínalakító szerepét morfológiai módszerekkel a völgyfejlődéstörténeti kutatások során több geográfus vizsgálta (*Borsi Z., Göczán L., Marosi S., Pécsi M., Szilárd J.*). A karsztmorfológiai kutatások ugyancsak több értékes adatot eredményeztek (*Szabó Pál Z., Láng S., Leél-Össy S., Radó D.*).

* A kézirat 1958. július 11-én érkezett.

II.

1. A terasz kutatás mint a fiatal kéregmozgások kimutatására alkalmas módszer

a) A korábbi teraszmorfológiai tanulmányok általában úgy ismertették a Duna teraszrendszereit, hogy azok viszonylagos magassága kevés kivétellel, közel azonos a folyó egész hosszában (*Kéz*, 1934, 1937, *Bulla*, 1941).

Bár a korábbi, Duna-teraszokkal foglalkozó tanulmányok már utaltak arra, hogy helyenként egyes összetartozó teraszok viszonylagos magasságában vannak ingadozások (*Kéz A.*, 1934, *Noszky J.*, 1935), *Szádeczky-K. E.*, 1938, *Pávai V. F.*, 1938, *Bulla B.*, 1939) és ezeket a teraszszint kialakulása utáni fiatal kéregmozgásoknak tulajdonították, a Középhegységen keresztülmenő Duna-teraszok viszonylagos magasságát mégis közel azonos relatív szintadattal jellemezték.

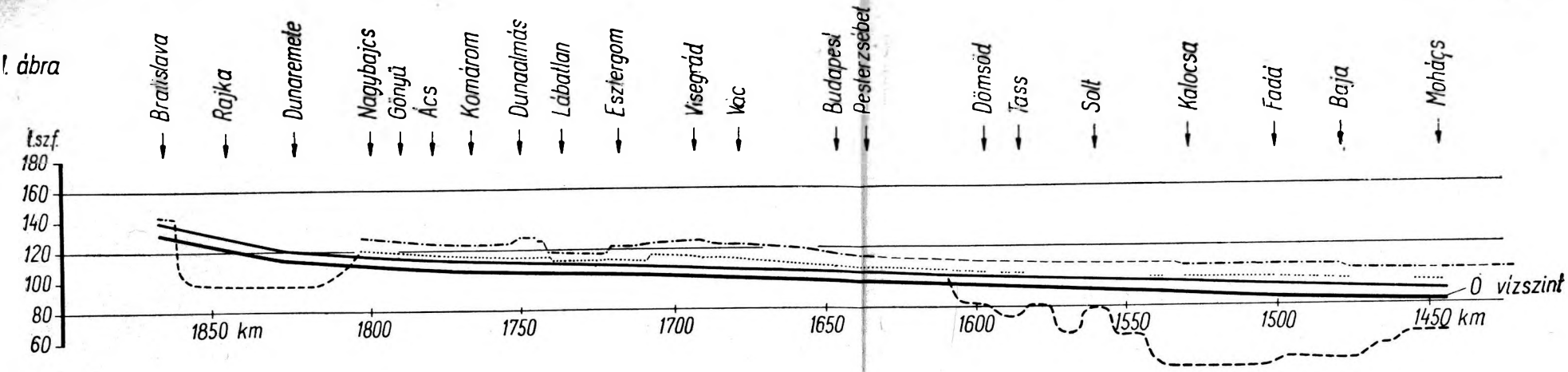
Szádeczky-K. E. (1938) ismerte fel, hogy a Duna kisalföldi szakaszán a teraszok a Kisalföldre érkezve, rendre alacsonyabbá válnak, a medencében pedig normális rétegződésű üledékösszletbe mennek át. Felfogását a Duna-teraszok helyzetét feltűntető ábrán közölte is. Az alföldi Duna-szakasról *Bulla B.* hasonló véleményt formált (1939), a pleisztocénvégi II. sz. terasz kivételével. Ez utóbbi, számunkra igen jelentős kezdeményezések ellenére mind a hazai, mind a külföldi köztudatban általában még ma is az a felfogás, hogy a közel azonos viszonylagos magasságú Duna-teraszok egykorúak és azok a folyó hosszában egymással párhuzamosíthatók.

b) A szerző évtizedes Duna-völgyi vizsgálatai közben tapasztalta, hogy a Duna-teraszok relatív magassága nemcsak a középhegységek peremén, az alföldekre való kilépés zónájában mutat ingadozást, hanem pl. a Középhegységen belül is. Az idősebb teraszok magasságában mutatózó nagyarányú ingadozás a Budapest környéki terasz-térképezés során vált ismertté (*Pécsi*, 1956).

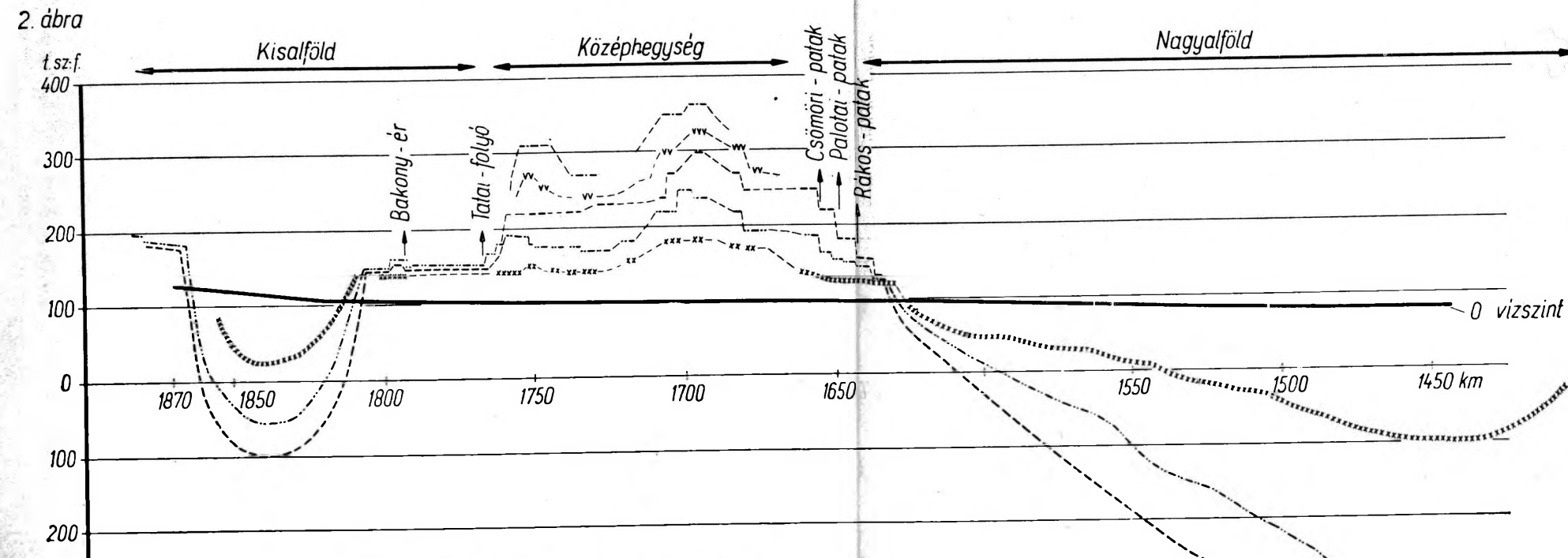
Bármilyen elképzelésünk legyen is a Duna-teraszok, vagy általában a teraszok keletkezésének okáról, akár klimatikus, akár tektonikus okok külön-külön, vagy együttesen alakították ki azokat, a Duna-teraszok mai helyzetében lokális tektonikus elmozdulásokat mutathatunk ki. A Duna-teraszok tehát nem maradtak meg kialakulásuk utáni eredeti helyzetben. Ezt az állítást földtani (*id. Noszky*, 1935, *Pávai*, 1938, *Schmidt E. R.*, 1951, *Vadász*, 1953), geomorfológiai (*Láng*, 1952, 1953, 1955), geofizikai (*Scheffer*, 1949) és geodéziai (*Bendefy*, 1955) adatok támoogatják. Ezekből az adatokból megállapítható, hogy a Középhegység mozgásban volt a pleisztocén folyamán is, a mozgások azonban a Duna középhegységi szakaszán belül különböző mértékűek voltak.

c) Mindezek figyelembevételére után a teraszmorfológiai vizsgálatokban módszertani újításokat kellett bevezetnünk. A pleisztocén teraszszintek azonosítására alkalmazott eljárást a nyert eredmények helyességének megítélése érdekében röviden ismertetjük.

1. ábra



2. ábra



A Duna-teraszok helyzete Magyarországon.

1. ábra. Az alacsonyabb Duna-teraszok
- 0 vízszint
 - I. terasz, ill. az ártér magasabb szintje.
 - II/a terasz, új pleisztocén végi.
 - - - II/b terasz, új pleisztocén eleji.
2. ábra. A magasabb Duna-teraszok.
- 0 vízszint
 - III. terasz, közép pleisztocén.
 - - - IV. terasz, idősebb pleisztocén.
 - - - V. terasz, ó pleisztocén.
 - ~~~~~ VI. terasz, pliocén végi - pleisztocén eleji.
 - - - VII. terasz, pliocén végi. (?)

A dunai terasz-magasságok barométeres megmérése révén a teraszok magasságának pontos rögzítése, számos teraszfeltárás részletes földtani tanulmányozása, és pedig a szoliflukciós jelenségek és a kavicsok mállottságának vizsgálata, továbbá a rétegtani helyzet tisztázása adta eljárásunk lényegét. Az egyes teraszszintek kavicsanyagát közettanilag alaposan megvizsgáltuk, kiértékeljük a teraszhomok nehézasványtani összetételét. Számos mintán megmértük az egyes teraszszintek kvarc-kavicsainak görgetettséget. Az illetékes szakemberek segítségével az őslénytani és régészeti leleteket is kiértékeljük célunk szempontjából. Ha még megemlítjük, hogy alapos mérlegelés után az idevonatkozó irodalom adatait is felhasználtuk, akkor teljes képet adtunk újszerű komplex vizsgálódási módszerünk egyes elemeiről.

2. A Duna-teraszok helyzete

Az 1. és 2. ábra a Duna hazai szakaszának a szerző felfogása szerint azonos időben (fázisban) keletkezett teraszszintjeit szemlélteti.

a) A vastag folytonos vonallal rajzolt görbe (1. ábra) a Duna 0 ponti vizállásait mutatja. Ez egyúttal a Duna esésgörbéjének vehető. A felette látható vékonyvonalú, szintén folytonos görbe pedig az ártér magasabb szintjét, illetve az I. terasz helyzetét jelöli ki. Ez a szint a legtöbb helyen megegyezik a Duna legmagasabb árvizeinek nívójával.

Az I. terasz térbeli kiterjedése a Kisalföldön a legnagyobb; a jobbparton Győrig, a balparton Párkányig tágas öbölként benyúlik (Pécsi, 1956). A jobb parton Tokod és Esztergom között — szintén nagyobb sávban — újra megtalálható. Budapesttől É-ra a Szentendrei-szigeten és a pomázi Nagyréten, továbbá D-re a Csepel-szigettől kezdődően egészen az országhatárig széles sávban követhető.

Az ártéri szint, azaz az I. terasz összefüggőbb részei általában síkságokon, a hegységek peremei előtt jelenleg is képződő hordalék-kúpokon és kisebb medencékben (Dorogi-, Szobi-medence, pomázi Nagyrét) jelentkeznek. A kéregmozgások vizsgálata szempontjából tehát már az I. terasz térbeli elterjedése is számbavehető adatot nyújt.

b) Az 1. ábrán pontozott vonal jelöli a II/a teraszt. A Kisalföldön Győrig az I. terasszal ellentétben csak foltokban észlelhető, Győr—Budapest között ellenben kis megszakításokkal majdnem összefüggően követhető. Budapest és Mohács között ismét hézagos. Magassági helyzetében kisebb, de határozottan kimutatható magassági különbségek észlelhetők. Pl. Győr környékén 10—12 m, Bucs és Ebed között a csehszlovákiai szakaszon 7—8 m, a Visegrádi-szorosban 14—15 m, Budapesttől D-re 9—12 m a terasz magassága. Az alföldi szakaszon egyes süllyedékekben (pl. Kalocsai-süllyedék) a II/a terasszal egyidős kavicsanyag a felszín alatt néhányszor tíz méter mélységben található. A Kalocsa—Mohács közötti helyi süllyedék peremét a II/a terasz 12—14 m viszonylagos magasságban kíséri.

A középhegységi szakaszon a teraszfelszín viszonylagos magasságában 7—8 m-es ingadozás mutatkozik. A középhegységi II/a terasz és a Kisalföld közepén lesüllyedt pleisztocénvégi hordalékanyag felszíne

között viszonylagosan mintegy 20—25 m a különbség, ugyanez a különbség a Kalocsai-süllyedékben a jelenlegi Duna esésgörbéjéhez viszonyítva 20—30 m-t tesz ki. E változások az utolsó jeges szakasz óta történhettek.

c) A II/b terasz magasságában jelentősebb eltérések mutatkoznak (1. ábra).

A Kisalföld területén a jobbparton Győrig, a balparton Komáromig ez a terasz, vagy nála idősebb, foltokban sem mutatkozik; Budapesttől D-re is csak foltokban. A II/b terasz a II/a-val együtt az Esztergomi-medence szlovákiai oldalán *Bucs és Ebed között* erősen alacsonyodik, a Visegrádi-szorosban kissé megemelkedik. Ez a jelenség az ősi K—Ny-i csapású Duna menti törés újraéledésére mutat. E teraszok viszonylagos magassága Budapest környékén fokozatosan csökken. A középhegységi szakaszon a terasz magasságában mintegy 10—20 m-es különbségek mutathatók ki.

A süllyedő alföldi és kisalföldi szakaszon a II/b terasznak egyidejű képződményét a felszín alatt adatok hiányában pontosan megállapítani eddig még nem sikerült. Feltételezhető, hogy az egyidős kifejlődés a Kisalföld felszíne alatt 30—50 m mélységben helyezkedik el. A Duna—Tisza közén a II/b terasznak megfelelő medence üledéket a mai Dunavölgytől K-re a Kiskunság területén, szintén a felszín alatt találhatjuk meg. (Sümeghy 1950, 1954, Bulla 1953, Erdélyi 1955, Pécsi 1957.)

d) A III. terasz még kevésbé összefüggő, mint a II/b terasz. Legjobban a Gerecse É-i peremén mutatható ki 40 m-es viszonylagos magasságban. A Visegrádi-szorosban gyakran megszakadó 70—80 m-es szintek jelzik, kevés kavicsal. A Pesti-síkságon eléggé összefüggő és vastagabb kavicsréteg jelzi 25—30 m relatív magasságban.

A Visegrádi-szorosban a III. terasz mintegy 50 m-rel magasabb a Pesti-síkságon és kb. 30—40 m-rel a Gerecse É-i peremén lévőnél. Az ábra szerint a Visegrádi-szoros a III. terasszal együtt kb. 50 m-t emelkedett a II/b terasz felkavicsolódása előtti és a III. terasz felkavicsolódása utáni idő (valószínűleg a riss-würm interglaciális) alatt. A III.-nál fiatalabb teraszok helyzetéből az is kitűnik, hogy a II/a és a II/b teraszok képződése alatt az előzőnél már csak kisebb magassági különbségek keletkeztek, vagyis a hegységi szakaszokon az utóbbi rövidebb idő alatt a kéregmozgások okozta szintváltozások mértéke is kisebb volt.

e) A IV. terasz hosszú szakaszokon határozott kifejlődésével közzettanilag és rétegtanilag is jól elkülöníthető volt az alacsonyabb és magasabb teraszoktól. Ennek megfelelően aránylag biztosabban párhuzamosíthattuk (Pécsi 1956).

A terasz magasságában észlelt változásokat a 2. ábra mutatja.

Győr és Dunaalmás között a IV. terasz magasságában mutatkozó különbségekre már a régebbi úttörő tanulmányok is rámutattak (Kéz A., 1934, 1937, Szádeczky-K. E. 1938). Ez a terasz a Gerecse É-i előterében az előző szakaszhoz képest mintegy 20—30 m-rel magasabb. A Gerecse É-i peremén fekvő magas teraszok a Duna balpartján, a szlovákiai oldalon levő hasonló korú teraszoknál pedig 20—50 m-rel magasabbak (Pécsi

1956). A Gerecse É-i peremén levő IV. terasz és az ennél magasabb teraszok (V., VI., VII.) jelentős megemelkedése az É—D-i csapású hegység fiatal kiemelkedésének következménye. Ez az emelkedés a K—Ny-i csapású Duna-törésig tart. E töréstől É-ra a Gerecse mélybe süllyedt felszín alatti folytatására a gravitációs mérésekből már korábban következtetni lehetett, ezt a feltételezést az utóbbi években mélyesztett fúrások igazolták is. Budapest környékén a magasságingadozás értéke mintegy 60 m. A IV. terasz a dunai mellékpatakok völgyei mentén (2. ábra) lépcsőzetesen igazolhatóan vetődési síkok mentén egyre alacsonyabb szintre süllyed, Pesttől D-re a felszín alá bukik. (Pécsi 1958.)

A IV. terasz a Gerecse É-i peremén átlag 80 m, a Visegrádi-szorosban maximálisan 140—180 m, Pest környékén Főttől D-re 90 m magasságú a Duna mai esésgörbéjéhez képest. A Győri-medencében a IV. terasznak megfelelő kifejlődések mintegy 80—100 m, a Duna—Tisza közén artézi kutak fúrásadatai alapján Kecskemét környékén 100—150, Kiskunfélegyháza környékén 150—250 méter mélység között lehetnek.

g) Az V. terasz csak a középhegységi szakaszon és Vác—Budapest között mutatkozik. Magassága a Gerecse É-i peremén átlag 120 m, a Visegrádi-szorosban 170—200 m között ingadozik (l. táblázat). Pest környékén a terasz magassága a Csömöri-pataktól É-ra 150 m, a Csömöri-patak és a Palotai-patak között (Cinkotai boltozat) kb. 120 m, a Palotai-patak és a Rákos-patak között kb. 80 m, a Rákos-pataktól D-re 55 m, Vecsés környékén 30 m. Ezek az adatok az V. terasz lépcsős törésére mutatnak. E töréssorozat ugró magassága 120 m körüli lehet.

A Kisalföldön az e terasznak megfelelő medenceüledékek Győrig mélyen a felszín alatt várhatók, Győr—Tata között pedig (Szádeczky-K. E. 1938) a IV. terasz kavicsrétege alatt mutatkoznak. A Duna—Tisza közén Cegléden 100 m-nél, Nagykőrös határában 200 m-nél, Kiskunfélegyházán 300 m-nél mélyebben fekvő homokos és kavicsos rétegsorok tartozhatnak a pleisztocén eleji Duna hordalékához.

A hódmezővásárhelyi 1000 m-nél mélyebb fúrás számos, folyami homok- és agyagréteget harántolt. Az előkerült puhatestűek pleisztocén jellegűek. Az Alföld közepén levő süllyedék negyedkori méretei az 1000 m-es mélységet is elérik. E süllyedék volt a pleisztocén eleji és a pliocén végi Duna helyi erózióbázisa (Sümeghy, 1954).

h) A VI. és VII. terasz csak a középhegységi szakaszon mutatkozik. A középhegységi szakaszon a Budapest környéki V. ún. hordalékküpterasz anyagának felhalmozódása idején két vagy három teraszszint képződhetett (Pécsi, 1957) a viszonylagos emelkedés hatására. A süllyedő Alföldön pedig a folyóvízi feltöltődés folytatódott.

A VI. terasz a Gerecse É-i előterében 150—170 m, a Visegrádi-szorosban pedig 200—230 m magasságú.

A VII. terasz magassági helyzetében is hasonló az eltérés, mint a VI. terasznál. A Gerecse É-i előterében ui. 170—210 m, a Visegrádi-szorosban pedig 250—270 m. Mindkét helyen a teraszt kavics is jelzi, a Gerecse É-i előterében pleisztocén eleji, pliocén-végi vastag édesvízi mészkőpad fedi.

Teraszszint magasságok a

Jobbpart	Balpart	Torkolattól való táv., km	Duna 0 pont m tszf.	Ártér						II. a.	
				a terasz magassági adatok							
				J	B	J	B	J	B		
—	Bratislava	1868	129,22		3		6		10—		11
Oroszvár	—	1856	125,18	3		6		10—			
Dunaremete	—	1825	113,92	3		6		12—			
Nagybajcs (Győr)	—	1801	108,30	2		5		10			
Gönyű	—	1791	106,88	3		5		10			
Ács	—	1780				5		10			
Komárom	Komarno	1767	104,52	3		6		11			
Szőny	—	1753				5		10			
Dunaalmás	—	1751	103,80	3		5		10			
Neszmély	—	1749		3		5		9			
Süttő	Bucs	1743					5	8		7	
Lábatlan	—	1737	102,78	3	3	5	6	7		—	
Nyergesújfalu	Kőbölkút	1733			3	5	5	9		8	
Tát	Ebed	1727									
Esztergom	—	1718	101,61	2,5	2,5	6		10			
Basaharc	Szob	1707		3		5	7			13	
Pilismarót	Zebegény	1705		3	3	5		14		14	
Dömös	—	1700		3		6		14			
Visegrád	Nagymaros	1694	100,96			6	6	14		14	
Dunabogdány	Nógrádverőce	1683	99,54	3	3	6	6	14		15	
Tahi	Vác	1679	98,79	3		6	6	12		15	
Szentendre	Felsőgöd	1671	98,22	4	4		6	12		12	
Békásmegyer	Mogyoród	1658		4	4	7	6	11		12	
Bpest-Óbud.	Újpest	1653	96,96	3	3	6	6	10		11	
Budai Várhegy	Mátyásföld-Kőb.	1646	95,65			7	6	10		10	
Bpest-Budafo	Pestlőrinc	1636	94,97		3	7	7	11		11	
Ercsi	(Bugyi)	1613	93,27	3—4	3	6—7	6—7	10		10	
Adony	(Dömsöd)	1598	92,35	3—4	3—4	6—7	6—7	10*		10*	
Rácalmás	(Tass)	1586	91,42	3—4	3—4	6—7	6—7	10*		10*	
Dunapentele	Szalkszentmárton	1580	90,95	—	3—4	—	7—8	—		10*	
Dunaföldvár	Solt	1560	89,58	—	4	—	7—8	—		10*	
Paks	Kalocsa	1531	86,06	5—6	5—6	—	8—9	14		—	
Tolna (Dombori)	Fajsz	1506	84,20	4—6	4—6	7—9	7—9	14		—	
Bátaszék	Baja	1479	81,72	5—6	5—6	9—10**	7—8	—		14	
Mohács		1446	79,88	5—6	5—6	8—9	8—9	12—13 ***		12—13 ***	

3. A Duna-teraszok helyzetéből levonható következtetések

Az egymással azonosított Duna-teraszok magassági különbségei a negyedkorban jöttek létre. Feltételezhető, s számos adattal igazolható, hogy a magassági különbségek fiatal kéregmozgások hatására történtek. A pleisztocénban a Duna mai esésgörbéjéhez képest a Középhegység mintegy 200—250 m-t emelkedett, a Kisalföld közepe közel 200 m-t süllyedt. A Duna—Tisza köze középső részén negyedkori süllyedés 150—200 m, a déli részén már 250—450 m, a Tiszántúlon az ún. Középföldi süllyedékben pedig megközelítette az 1000 m-t.

A Duna völgyében a teraszok és a folyóvízi hordalék általunk feltételezett kapcsolatából a mozgások helye, mértéke és az ideje is megközelítően kiolvasható.

A felsorolt adatok alapján úgy látszik, hogy a teraszmorfológiai vizsgálat alkalmas a fiatal kéregmozgások kimutatására.

4. A Duna-menti kéregmozgások időrendje

A teraszok helyzetéből (1—2. ábra), kialakulási idejéből (Pécsi 1955, 1956) és a rétegtani adatokból sok esetben megállapítható a fiatal kéregmozgások időrendje, ritmusa, és rekonstruálhatók azok a tényezők, amelyek az elmozdulások irányát és mértékét megszabták.

A felismert negyedkori mozgások a következők:

1. *Preglaciális (pregünzi)* kéregmozgás hatására süllyedt meg a Középföld és Cegléd—Kecskemét környéke. Ugyanekkor a középhegységi szakaszon kiemelkedés indul törmelékkúpképződéssel Budapest környékén. A középhegységi VII. terasz kialakulása helyezhető erre a mozgási fázisra. A Gerecse É-i peremén és Budapest környékén a mozgásokat hévforrástevékenység, édesvízi mészképződés követte.

2. A *günzi eljegesedés* folyamán Budapest környékén hatalmas hordalékkúp képződött, amely a Cegléd—Kecskemét környéki süllyedés felé növekedett. Ugyanekkor a Gerecse É-i peremén és a Visegrádi-szorosban két teraszszint alakult ki (a szakaszos mozgás két teraszt hozott létre). A günzi jegesedés végén, a Gerecse É-i előterében, az édesvízi mészkőtakaróra terasz kavics rakódott le, bizonyítva a Gerecse É-i előterének időszakos süllyedését. A Visegrádi-szorosban a Szobi-medence kivételével az emelkedés ekkor is tartott. A günzi eljegesedés alatt a Kisalföld nagyrésze alig süllyedt, a Duna—Tisza közí (Cegléd—Kecskeméti árok) és a középföldi süllyedék ellenben erőteljesebb mozgásban volt.

3. A *günz-mindent interglaciális* idején a Dunaalmás—Süttő környéki édesvízi mészkőtakaró feldarabolódott. Budapesttől D-re az V. hordalék-küpterasz lezökkent, a cegléd—kecskeméti-, ill. a középföldi-süllyedék újabb erőteljes letörése következtében. A Pesti-síkság területén az V. ópleisztocén hordalékküpfelszín feldarabolódása is megkezdődött. E mozgások az interglaciális második felétől kezdve újabb erőteljes hévforrástevékenységet váltottak ki, amely édesvízi mészkőtakaró képződését eredményezte az előzőnél alacsonyabb szinten.

4—5. *Mindel eljegesedés.* Az előző interglaciálisban megindult édesvízi mészkőképződés a jeges szakasz elején folytatódott; a cegléd—kecskeméti- ill. a középföldi-süllyedék tovább mélyült, valószínűen a mindeli szakasz egész tartama alatt.

A mindel végén újabb erőteljes mozgás kezdődött, s folytatódott a *mindel-riss interglaciálisban*. Ennek következtében a Kisalföld közepe, a Mosoni-, ill. Győri-medence, továbbá a Csallóköz területe erőteljesen megsüllyedt, a kisalföldi nagy hordalékkúpfelszín (Győr és Dunaalmás között) ellenlejtésűvé vált. A Kisalföldön ui. a „nagy” interglaciálisig teraszképződés nem volt, a mainál is hatalmasabb folyami hordalékkúp alakult ki. A teraszmorfológiai adatokból kivehető, hogy a Kisalföld közepe a mindel-riss interglaciálisról kezdve süllyedt meg erőteljesebben. A süllyedés tartott a rissben és a würmben, sőt tart a jelenkorban is. A középhegységi szakaszon ez idő alatt erőteljes emelkedés volt, a teraszok feldarabolódtak. Példája ennek a Pest-környéki Duna-szakasz a IV. és az V. teraszszintek jellegzetes töréseivel. Ugyanitt a mozgás lezajlása is rögzíthető, mivel a III. terasz felszínén jelentősebb elmozdulás már nem észlelhető. *A mindel végén, s főként a mindel-riss interglaciális ideje alatt lezajlott mozgási fázis volt a pleisztocén egyik legjelentősebb, emellett jól tanulmányozható és kimutatható mozgása.* Az ezt követő mozgások erőssége és területi kiterjedése jelentékenyen kisebb volt.

6. *A riss eljegesedés alatt* a Győri-medence, Csallóköz területe tovább süllyedt. Esztergom—Tokod és Ebed között süllyedék képződött. A középhegységi szakaszon, különösen a Visegrádi-szorosban emelkedés mutatkozik, a cegléd—kecskeméti-, ill. középföldi-süllyedék tovább mélyült. Ennek hatására a Duna Budapesttől D-re még mindig DK-i irányba építette hordalékkúpját.

7. *A riss-würm interglaciálisban* viszonylag erőteljes mozgás volt, de csak kisebb területek süllyedtek meg. Ilyenek a Pesti-síkság D-i részén levő süllyedékek, a Kalocsai-süllyedék és a Lábatlan—Esztergom közötti kis medence. A hegységi szakaszokon különböző mértékű kisebb vetődések keletkeztek, ezek a Visegrádi-szorosban fejlődtek ki erőteljesen.

8. *A würm eljegesedés alatt* kis emelkedések és süllyedések váltakoznak egymással. A würm derekán a hegységi szakaszon emelkedés, a Kisalföldi-süllyedésekben (Győri-medence, Csallóköz, Esztergomi-medence), továbbá az alföldi szakaszon a kisebb süllyedésekben lezökkenések a jellemzőek, ekkor alakulnak ki a Kalocsai- és más dunamenti-süllyedékek. A hegységi szakaszon a würmeleji (II/b) teraszokon vetődések kis elmozdulásokra utalnak. A Kalocsai-süllyedék alakítja ki még a würm glaciális alatt a Duna mai folyásirányát. A Cegléd—Kecskemét irányában elhelyezkedő korábbi süllyedék mozgása a Duna folyási iránya szempontjából nem jelentős.

9. *A posztglaciális mozgások* hatását a Duna-medrek irányváltásaival és a holocénkori feltöltődések vastagságával mérhetjük. Ekkor alakult ki a soroksár—ócsai süllyedés. Benne egy Dunaág fejlődik ki, majd újabb mozgás hatására a soroksári Dunaág felveszi jelenlegi irányát. Ezek a törésirányok felismerhetők voltak az 1956. évi budapest-környéki földrengések alkalmával keletkezett repedésvonalakon. A

posztglaciálisban tovább mélyül a Kalocsai-süllyedék. Ekkor zajlott le a mohácsi teraszperem, a Kecel—Baja közötti magaspart menti mozgás és a mohács—apatini süllyedés. A Mohácsi-szigeten pl. 20 m-t elérő vastag holocén rétegsor halmozódott fel.

* * *

Vizsgálataink szerint a kéregmozgások a pleisztocén folyamán állandóan folyamatban voltak, mindamellett a *preglaciális, mindél és mindél-riss* kéregmozgási szakasz a legjelentősebb. A riss-würm interglaciálisban kezdődött el a mozgás harmadik szakasza, amely még ma is tart. Ez a mozgás azonban — felszínalakító hatásából ítélve — az előző kettőnél jelentősen kisebb.

I R O D A L O M

1. *Bendefy L.*: Középhegységeink geomechanikai viszonyai a korszerű geodéziai méréseredmények tükrében. Bány. Lapok, 1955.
2. *Bendefy L.*: Szintváltozások a Dunántúl térségében korszerű, szabatos szintezések alapján. MTA Műsz. Oszt. Közl. XX. köt. 1956.
3. *Borsy Z.*: Geomorfológiai vizsgálatok a bereg—szatmári síkságon. Földr. Ért. 1954.
4. *Bulla B.*: Teraszvizsgálatok Budapest és Dunaadony között. I—II. Földr. Közl. 1939.
5. *Bulla B.*: Folyóteraszproblémák. Földr. Közl. 1956.
7. *Bulla B.*: Általános természeti földrajz II. Bpest, 1954.
8. *Erdélyi M.*: A Duna-völgy nagyalföldi szakaszának víztároló üledékei. Hidr. Közl. 1955.
9. *Góczán L.*: A Szentendrei-sziget geomorfológiai fejlődéstörténete. Földr. Ért. 1955.
10. *Kéz A.*: A Duna visegrádi áttörése. Mat és Termtud. Ért. 1933.
11. *Kéz A.*: A Duna győr—budapesti szakaszának kialakulásáról. Földr. Közl. 1934.
12. *Kéz A.*: Flussterrassen im ungarischen Becken, Petermanns Geogr. Mitteilungen, Jahrb. 1937.
13. *Kéz A.*: A Duna balparti teraszai Komárom és Szob között. Földr. Közl. 1939.
14. *Láng S.*: A Cserhát morfológiája I. rész. Földr. Ért. 1952.
15. *Láng S.*: A Szentendre-Visegrádi hegység felszíne. Földr. Ért. 1953.
16. *Láng S.*: A Pilis morfológiája. Földr. Ért. 1953.
17. *Láng S.*: A Mátra és Börzsöny természeti földrajza. Bp. 1955.
18. *Láng S.*: A Központi Gerecse geomorfológiája. Földr. Ért. 1956.
19. *Leél-Össy S.*: A Budai-hegység barlangjai. Földr. Ért. 1957.
20. *Marosi S.*: A Csepel-sziget geomorfológiai problémái. Földr. Ért. 1955.
21. *id. Noszky J.*: Adatok a visegrádi Dunaszoros teraszképződményeinek geológiai ismeretéhez. Földt. Int. Évi Jel. 1933—35. évről.
22. *Pávai-Vajna F.*: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. Földt. Közl. Bp. 1917.
23. *Pávai-Vajna F.*: Az 1938. évi budapestkörnyéki kiegészítő geológiai felvételi jelentésem. Földt. Int. Évi Jel. 1936—38. évről.
24. *Pécsi M.*: Morfológiai megfigyelések a Duna völgyében Dunabogdány—Szentendre és Nógrádverőce—Dunakeszi között. Földr. Ért. 1953.
25. *Pécsi M.*: A Duna-völgy magyarországi szakaszának kialakulása. Magyar Földr. Kongr. 1955.
26. *Pécsi M.*: Újabb völgyfejlődéstörténeti és morfológiai adatok a Duna-völgy Pozsony (Bratislava)—Budapest közötti szakaszáról. Földr. Ért. 1956.

27. Pécsi M.: A magyarországi Duna-teraszok párhuzamosítása a Bécs környéki és a vaskapui teraszokkal. Földr. Közl. 1957.
28. Pécsi M.: Kalocsa és Kecel—Kiskörös környékének geomorfológiai kérdései. Földr. Ért. 1957.
29. Pécsi M.: A Pesti-síkság kialakulása. „Budapest természeti képe” c. kötetben. Szerk. Pécsi M. Akad. Kiadó 1958.
30. Scheffer V.—Kántás K.: A Dunántúl regionális geofizikája. Földt. Közl. 1949.
31. Schmidt E. R.: Átnézetes földtani szelvények Csonka-Magyarország nevesebb mélyfúrásain át. Bány. Koh. L. 1937.
32. Schmidt E. R.: A Dunántúli Magyar Középhegység ÉK-i részének hegy-szerkezeti vázlata és kialakulásának geomechanikai magyarázata. Bány. Lapok 1951.
33. Sümeghy J.: A Győri-medence, a Dunántól és az Alföld pannóniai üledékének összefoglaló ismertetése. F. I. Évk. 1939.
34. Sümeghy J.: A Tiszántúl. Bp. 1944. Magyar Tájak Földtani Leírása 6.
35. Sümeghy J.: Hidrológiai tanulmány a Duna—Tisza közén. Hidr. Közl. 1950.
36. Sümeghy J.: Magyarország talajvíz-viszonyai. Bp. 1954.
37. Szabó J.: Egy kontinentális emelkedés és süllyedésről Európa délkeleti részén. MTA Évkönyve X. kötet 6. 1862.
38. Szabó P. Z.: A fiatal kéregmozgások geomorfológiai és népgazdasági jelentősége Déldunántúlon. Dunántúli Tud. Gyűjt. 4.
39. Szádeczky—Kardoss E.: Geologie der Rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. Sopron, 1938.
40. Vadász E.: Magyarország földtana Bp. 1953.
41. Vadász E.: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. XIV. köt. 1—3. sz. 1954.

K. POSGAY

THE LOCATION OF A SEISMIC EXPERIMENTAL AREA

Standpoints are presented to be considered at the selection of a territory for testing seismic instruments, and for experimental field measurements to the solution of seismic problems arisen out of routine prospecting. Figures show the plan of a suitable area near Budapest and seismograms taken here.

SZEIZMIKUS KÍSÉRLETI TERÜLET KIJELÖLÉSE*

POSGAY KÁROLY

A szeizmikus terepmérések folyamán igen gyakran jelentkeznek módszertani, robbantás-, mérés- és műszertechnikai elméleti és gyakorlati problémák. Kíváncsatos volna, hogy ezeknek a feladatoknak a megoldására irányuló kísérleteket a terepmérésektől függetlenül lehessen végezni és ne csupán azokkal párhuzamosan. Utóbbi esetben a kísérleti méréseket nem lehet olyan részletességgel és alapossággal lefolytatni, mint amilyent a feladat végleges és tökéletes megoldása feltétlenül megkövetel. Márpedig ezeknek a problémáknak a hazai viszonyokra alkalmazott megoldása határozza meg, hogy milyen ütemben tudunk lépést tartani a szeizmikus kutató módszerek és műszerek tökéletesedésével. Nemcsak a szeizmikus módszerekkel végzett nyersanyagkutatásnak eredményessége, hanem fejlődő szeizmikus műszeriparunk versenyképességének fokozása is ettől függ. A kérdés gazdasági jelentőségét fölösleges hangsúlyozni.

A kísérletekre mindenekelőtt alkalmas területet kell keresni. Milyen szempontok irányítják ilyen terület kiválasztását?

1. Legyen közel az Intézet és a Műszergyár székhelyéhez, Budapesthez, hogy a gyakran csak rövid időt igénylő, de sürgős kísérleteket is hamar el lehessen végezni.

2. A területen bármely évszakban jó közlekedési viszonyok legyenek.

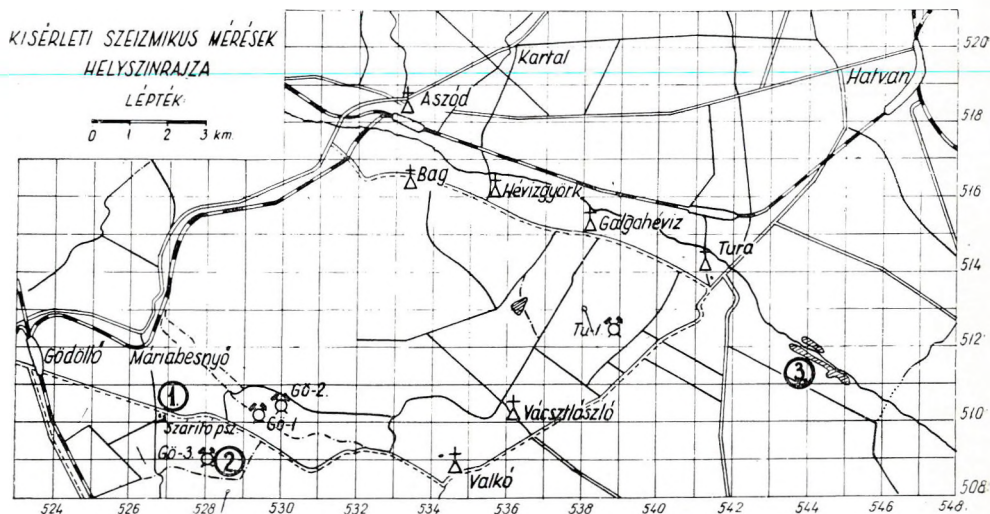
3. A terület ne legyen mezőgazdaságilag intenzíve művelt, hogy a mérésekkel ne okozzunk károkat.

4. Földtani és szeizmikus sajátosságai régebbi mérésekből ismeretesek legyenek; a területen — vagy közelében — legyen lehetőleg az alaphegység mélyített fúrás.

* A kézirat 1958. július 20-án érkezett.

5. A felszínközeli kőzetviszonyok biztosítsák a robbantófúrások gyors lemélyítését és a robbantólyukak tartósságát; egy lyukban legálább 9–10-szer lehessen a robbantást megismételni.

6. Az alaphegység legyen 1000 m-nél mélyebben, hogy az alaphegység felett levő rétegösszlethől több reflexiót észlelhessünk. Mai berendezéseinkkel ugyanis az alaphegység felszíne alól érkező reflexiókat csak gyengén tudjuk észlelni; ilyen reflexiók műszerkísérletekre nem alkalmasak.



1. Helyszínrajz a javasolt kísérleti területről és környékéről.

7. Kíváncsok, hogy a terület egy része gyengén reflektáljon, hogy az itt végzett méréseknek a régebbi mérésekkel történő összehasonlítása alapján műszeriparunk fejlődését megfigyelhessük és ellenőrizhessük.

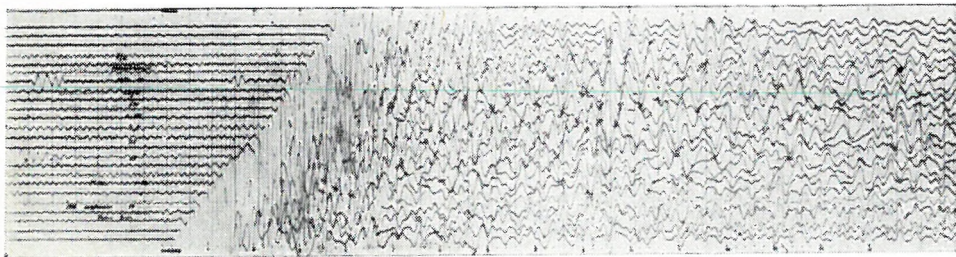
8. Műszerbemutatók céljára a terület egy része legyen jól reflektáló.

A Köolajkutató és Feltáró Vállalat mérései alapján [1] várható volt, hogy Gödöllő környékén a felsorolt szempontoknak megfelelő kísérleti terület található. Ezért a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet ezen a környéken indított felderítő méréseket. A mérések eredménye szerint Máriahegy mellett (az 1. sz. ábrán az 1-gyel jelölt hely) volna szeizmikus kísérletekre alkalmas terület; bemutatásra alkalmas terület pedig Tura közelében (az 1. sz. ábrán a 3-mal jelzett hely).

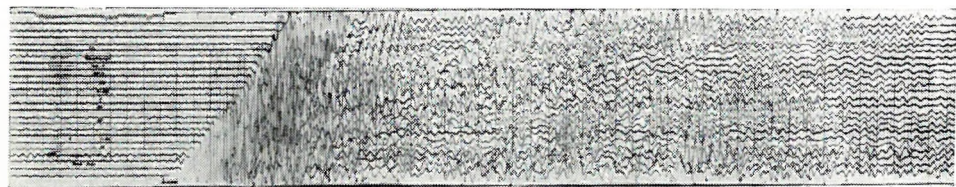
A Máriahegy és Valkó közötti terület reflexiók mérések szempontjából egységesnek tekinthető. Gyenge jel/zaj viszony jellemzi, mely a völgyekben javul (2. sz. ábra), a dombokon romlik (3. sz. ábra). A dombokon az energiaviszonyok is kedvezőtlenebbek.

A területen három mélyfúrást telepítettek, melyek közül csupán a Szaritópuszta közelében lemélyített Gö-3. sz. fúrás érte el a triász alaphegységet 1900 m mélységben (az 1. sz. ábrán 2-vel jelölt pont). A fúrás.

közelében a legkönnyebben megközelíthető terület (ahol méréseinkkel kárt nem okozunk), Száritópusztától É-ra, a gödöllő—valkói kövesút és a máriabesnyő—száritópusztai kocsút kereszteződése mellett van. Itt a dombon és közvetlenül a domb aljában könnyen mélyíthetők le a robbantólyukak. Ezek tartóssága is megfelelő (a dombtól távolodva hirtelen kivastagodó felszín-közei omlékony homokrétegek nehezítik meg a fúrást és robbantást). A terület gépkocsival is járható.



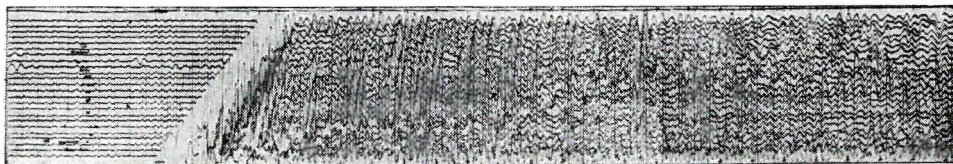
2. A kísérleti területen, völgyben, 0,5 kg robbanótöltettel készített felvétel.



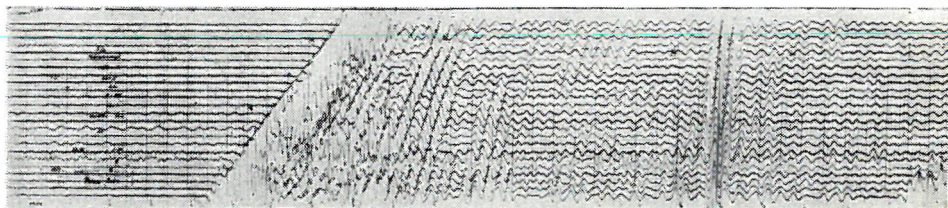
3. A kísérleti területen, dombon 1 kg robbanótöltettel készített felvétel.

A terület egyetlen hátránya, hogy a közeli valkói erdő értékes vadászterület, s az esetleges légrobbantásos kísérletek bizonyos időszakokban nem kívánatosak. A Hajdúszoboszlón lefolytatott légrobbantásos kísérletek [2], [3] viszont lezártaknak tekinthetők, mivel a kísérleti eredményeket a legkülönbözőbb helyeken végzett gyakorlati mérések igazolták [4], [5], [6], úgyhogy az említett hátrány nem jelentős.

Bemutatásra alkalmas területet Tura közelében a javasolt kísérleti területtől kb. 10 km-re találtunk. Itt lyuklövessel is rendkívül szép felvételek készíthetők (4. sz. ábra), légrobbantással pedig sikerült olyan szép reflexiót észlelni, mely hazai viszonyok között a legszebbek közé tartozik (5. sz. ábra). Ez a terület is megfelel a követelményeknek. Néhány km-re van az alaphegységig lemélyített Tu-1. sz. mélyfúrástól (triász mészkő 1500 m-ben) a közlekedési, fúrási és robbantási lehetőségek is megfelelőek.



4. A bemutatókra javasolt területen 0,5 kg robbantótöltettel készített felvétel.



5. A bemutatókra javasolt területen 13×1 kg-mal léglovással készített felvétel.

Javasoljuk, hogy

1. a jövőben mind a Kőolajkutató és Feltáró Vállalat, mind a Geofizikai Mérőműszergyár szeizmikus berendezéseit a máriabesnyői terepen hitelesítse és műszerkutató kísérleteit itt végezze;

2. a kísérletek és mérések anyagából egy, esetleg több, azokra jellemző felvételt adjanak át a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Szeizmikus Osztályának, ahol ezeket nyilvántartásba veszik és tárolják.

Amennyiben javaslatunk valóra válik, remélhető, hogy a fenti gyűjtemény híven tükrözni fogja a magyar szeizmikus műszerek mindenkori állapotát és fejlődését.

A méréseket részben *Erős János* irányította, a bemutatott szeizmogramokat *Polcz Iván* készítette.

I R O D A L O M

[1] *Ottlik Péter*: Jelentés a 4/52. sz. szeizmikus csoport által a Gödöllő, Tura és Tura–Jászberény közötti területen 1952-ben végzett kutató munkálatokról (Kőolajkutató és Feltáró V. adattára).

[2] *Gálfi János*: A levegőben robbantás módszerének alkalmazása a hazai szeizmikus kutatásban. Geofizikai Közl. I. köt. 11. szám 89. lap.

[3] *Gálfi J., Gellert F., Sedy L.*: Nyomáshullám kialakulása légrobbantásnál. Geofizikai Közl. IV. köt. 2. szám 41. lap.

[4] *Ádám Oszkár*: Egyes DNY Dunántúli területek némaságának okai. Geofizikai Közl. IV. köt. 1. szám 3. lap.

[5] *Szénás György*: Általános tapasztalatok a geofizikai módszerek magyarországi alkalmazásáról. Geofizikai Közl. V. köt. 3. szám 45. lap.

[6] *Posgay Károly*: Jelentés a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet IV/3. sz. szeizmikus csoportjának 1954. évben az Esztergomi szénmedencében végzett reflexiós szeizmikus méréseiről (Geofizikai Intézet adattára).

СТРУКТУРА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ В ВЕНГРИИ

Структура геофизических работ в Венгрии является довольно разветвленной, не достаточно известной и обозримой для широких кругов специалистов, интересующихся этим вопросом. В нижеследующем дается короткое описание этой структуры и ее деталей.

Самой старой геофизической исследовательской организацией в Венгрии является Венгерский государственный геофизический институт им. Лоранда Этвеша. Основы этой организации заложил Лоранд Этвеш со своими научными работами, полевыми измерениями и лабораторными исследованиями. Непосредственно после смерти Этвеша — в 1919 г. — Институт был переорганизован в учреждение, независимое от университета. Долгое время это учреждение действовало в узких рамках, почти исключительно с целью проведения практических разведочных работ. Оно начало развиваться и стало крупным центральным институтом только с 1948 года, после того, как для практических целей были внедрены современные методы разведки и в его программу работ были включены исследования, имеющие государственное значение или представляющие собой международные научные обязательства, как например геомагнитная и сейсмологическая служба, создание опорной гравиметрической сети и т. д.

В течение времени Геофизический институт подчинялся различным органам; в настоящее время вышестоящим органом его является Государственное главное геологическое управление, руководство которым осуществляется главным директором Ференц Бенкё. Директор Института — Тибор Домбаи. Отделы Института: интерпретационный, сейсмический, гравиметрический, геомагнитный, обсерваторный, геоэлектрический, геохимический, сейсмологический отделы и радиометрическая группа. Государственному геофизическому институту им. Лоранда Этвеша подчинена и Геофизическая обсерватория в г. Тихань, а также и небольшие геомагнитные регистрирующие станции в г. г. Бая, Дебрецен и Аггтелек. Станции сейсмологического отдела находятся в г. г. Будапешт, Кечкемет, Сегед и Калоча.

Геофизическая исследовательская лаборатория Венгерской Академии наук работает с 1955 года в г. Шопрон под руководством академика профессора Антал Тарци-Хорнок. В состав Шопронской геофизической исследовательской лаборатории входит Геофизическая обсерватория в селе Надьценк, где проводятся исследования, связанные с изучением геомагнетизма и земных токов.

Геофизическое обучение и одновременно научное геофизическое исследование осуществляется на двух кафедрах. Руководителем геофизической кафедры и геофизического института, организованных при физико-математическом факультете Будапештского Университета им. Лоранда Этвеша, является профессор Ласло Эдьед. Мишколцской кафедрой руководит профессор Янош Чокаш.

Геофизические разведки, имеющие практическую цель выполняются и главным разведочным отделом Треста нефтяной промышленности, главным образом при помощи сейсмического метода. Этими работами руководит Виктор Шеффер. Трест нефтяной промышленности располагает отдельной группой по промысловой геофизике.

THE ORGANISATION OF GEOPHYSICAL RESEARCH IN HUNGARY

Geophysical researches in Hungary are performed by several organs and the interested professional circles are not quite familiar with their organisation. In the following we give a short review of the structure of the organisation and its parts, respectively.

The oldest geophysical research institution of Hungary is the Roland Eötvös State Geophysical Institute. Its foundation was laid by Roland Eötvös's scientific researches, his gravitational and magnetic surveys and his laboratory tests. During the lifetime of Eötvös, the Institute was organized within the frame of his chair; after his death it was rendered independent of the University. For a long time it worked almost exclusively in the interest of exploration for minerals and it developed only since 1948 into a great, central institution, after having established on the one hand the modern exploratory methods, and on the other hand, after having adapted in its program of work those branches of research, which have to be maintained in accordance with international scientific cooperation, as the recording of the terrestrial magnetism and earthquakes, the establishment of a gravimetric base network etc.

The supreme authority of the Roland Eötvös State Geophysical Institute is the National Geological Inspectorate, headed by director general Ferenc Benkő. The director of the Institute is Tibor Dombai. The research sections of the Institute are: the departments for coordination, seismics, gravity, geomagnetism, geoelectricity and for miscellaneous researches, the radiological group and the magnetic as well as the seismic observatory. The Institute operates the Geophysical Observatory at Tihany, the smaller magnetic recording stations at Baja, Debrecen and Aggtelek, and the earthquakes recording stations at Budapest, Kecskemét, Szeged and Kalocsa.

The Geophysical Research Laboratory of the Hungarian Academy of Sciences works since 1955 in Sopron, under the leadership of professor Antal Tárczy-Hornoch, member of the Academy. The Laboratory operates the Geophysical Observatory at Nagycenk, where geomagnetic variations and telluric currents are recorded.

The geophysical education and at the same time scientific geophysical research is going on in two university chairs. The leader of the Geophysical chair and Geophysical Institute, organized on the faculty for natural sciences of the University of Budapest is professor László Egyed. The leader of the Geophysical chair in Miskolc is professor János Csókás.

Geophysical explorations are going on at the Research Department of the Petroleum Industrial Trust; they are carrying out seismic surveys and well loggings. Head of the department is chief geophysicist Victor Scheffer.

A Magyar Geofizikusok Egyesülete pályázatot hirdet

A kitűzött pályatétel:

GEOFIZIKAI MODELLEZÉS

Pályázni lehet mind gyakorlati, mind elméleti feldolgozással.

A pályázat benyújtásának határideje: 1960 ÁPRILIS 30.

Pályadíj: 5000 Ft

A pályadíj megosztható és eredménytelen pályázat esetében a pályázat újból kitűzhető.

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE

1959. szeptember 8–12. napjain rendezi

V. NEMZETKÖZI ANKÉTJÁT

Az ankét tárgya:

Aktuális problémák az általános és a gyakorlati geofizika köréből

Az ankét helye: Budapest és Tihany

The 5th INTERNATIONAL SYMPOSIUM

of the Association of Hungarian geophysicists will be held in Budapest and Tihany from the 8 to the 12th September 1959.

The symposium will deal with actual problems of pure and applied geophysics

TARTALOM

<i>Barta György: A Föld mágneses sarkainak és középpontjának időbeli változásáról</i>	3
<i>Bélteki Lajos: A lyukszelvényezés gyakorlati alkalmazása a hazai vízfeltáró fúrásoknál</i>	19
<i>Sebestyén Károly és Sajti László: A vizkutató fúrások mélyfúrási geofizikai vizsgálata</i>	33
<i>Bod Magdolna és Bárdossy György: Új módszer az üledékes kőzetek redox viszonyainak meghatározására</i>	53
<i>Pécsi Márton: A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Dunavölgy magyarországi szakaszán</i>	73
<i>Posgay Károly: Szeizmikus kísérleti terület kijelölése</i>	85

I N H A L T

<i>G. Barta: Zur säkulären Wanderung der magnetischen Pole und des Mittelpunktes der Erde</i>	3
<i>L. Bélteki: Praktische Anwendung der Bohrlochkarottage bei den ungarischen wasserschliessenden Bohrungen</i>	19
<i>K. Sebestyén und L. Sajti: Geophysikalische Untersuchung wasserschliessenden Bohrungen mittels Bohrlochkarottage</i>	33
<i>M. Bod and G. Bárdossy: A new method for the determination of the redox-potential of sedimentary rocks</i>	53
<i>M. Pécsi: Ausmasse quartärer tektonischer Bewegungen im ungarischen Abschnitt des Donautales</i>	73
<i>K. Posgay: The location of a seismic experimental area</i>	85